

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program:
Fyzická geografie a geoekologie



Mgr. Václav Královec

VLIV PŮDNÍ SLOŽKY A ROZDÍLNÉHO KRAJINNÉHO POKRYVU NA ODTOKOVÝ
PROCES (EXPERIMENTÁLNÍ VÝZKUM V PÁROVÝCH POVODÍCH ZBYTINY)
INFLUENCE OF SOIL MATTER AND DIFFERENT LAND COVER ON THE RUNOFF
PROCESS (EXPERIMENTAL RESEARCH IN THE PAIRED CATCHMENTS ZBYTINY)

Disertační práce

Školitel: doc. RNDr. Zdeněk Kliment, CSc.

Praha, 2018

Prohlašuji, že jsem předloženou disertační práci s názvem „Vliv půdní složky a rozdílného krajinného pokryvu na odtokový proces (experimentální výzkum v párových povodích Zbytiny)“ vypracoval samostatně a s použitím uvedené literatury a zdrojů. Zároveň prohlašuji, že tato práce ani její podstatná část nebyla použita k získání jiného ani stejného akademického titulu.

V Praze dne 26.6.2018

Václav Královec

Poděkování

V prvé řadě bych chtěl poděkovat svému školiteli doc. RNDr. Zdeňkovi Klimentovi, CSc. za jeho odbornou pomoc, rady a předané zkušenosti. Kromě toho mu patří mimořádný dík za dlouholetou starost, pečlivost a entusiasmus, se kterým založil a po dlouhá léta udržuje experimentální povodí Zbytiny. Zároveň bych chtěl na tomto místě ocenit i přínos svého konzultanta RNDr. Lukáše Vlčka, Ph.D., který se jednak podílel na mnoha uskutečněných terénních kampaních a jednak prokázal svoji vysokou erudici při společných diskusích nad zkoumanými přírodními procesy v povodí. Rovněž bych chtěl poděkovat všem kolegům, studentům a dalším členům výzkumného týmu, kteří se podíleli na budování monitorovací sítě, terénních průzkumech a pracích a nakonec i zjištěných poznatcích, které jsou v předložené studii prezentovány. Speciální poděkování bych chtěl věnovat své manželce Mirce, bez jejíž důvěry, trpělivosti a motivačních schopností by tato práce nikdy nevznikla. Na závěr bych rád poděkoval i své rodině a blízkým, kteří mě po celou dobu mého studia podporovali.

Motto

„We must come to understand our past, our history, in terms of the soil and water and forests and grasses that have made it what it is.“

William Vogt, 1948

Abstrakt

Disertační práce se zabývá hodnocením vlivu příčinných faktorů, které významně působí na odtokový proces v krajině. Výzkum se zaměřuje především na zkoumání účinků krajinného a půdního pokryvu, částečně se věnuje i efektům povrchového odvodnění a sněhové pokrývky. Bylo snahou odhalit míru vlivu konkrétního faktoru na odtok z odlišného typu krajiny.

Pro nalezení správné odpovědi byl aplikován metodický přístup malých experimentálních párových povodí, na nichž od roku 2006 do současnosti probíhá kontinuální výzkum (prezentované výsledky jsou za 11 let pozorování). Dvojice experimentálních povodí se nachází v podhůří Šumavy a reprezentuje plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzicko-geografickými a hydrografickými poměry. Povodí byla vybrána jako srovnávací, kdy hlavními rozdílnými charakteristikami jsou uvažovány krajinný a půdní pokryv. Mimoto je důležitou proměnnou ovlivňující odtok i charakter plošného odvodnění. V povodí Zbytinského potoka převažuje travní porost, který je z velké části odvodňován podpovrchovým drenážním systémem. V povodí Tetřívčího potoka je dominantním krajinným pokryvem les, který je protkán sítí povrchových odvodňovacích příkopů. Účelem bylo zjistit, zda se v případě porovnání chování obou povodí dají nalézt nějaké signifikantní rozdíly v jejich odtokové odezvě.

Odtoková odezva byla hodnocena z pohledu dlouhodobých časových řad za celou dobu pozorování, včetně vyjádření jejich variability nebo extremity. Analýza se zaměřila také na detekci rozdílné odtokové reakce v případě krátkodobých srážko-odtokových epizod. Pestrost jednotlivých typů příčinných podmínek ukázala, že odtoková reakce se v obou povodích zdaleka nevyznačuje jednotným vzorcem chování a v některých případech se významně liší. V posledních několika letech je zaznamenán výrazný pokles odtoku vody z lesního povodí. Navzdory tomu vykazuje lesní povodí významnější odtokovou odezvu ve většině sledovaných epizod a celkově větší variabilitu odtoku.

Na úrovni povodí byla analyzována jejich retenční schopnost pro zadržení vody v půdě nebo byly zjišťovány rozdíly v akumulaci a tání sněhové pokrývky. V lesním povodí Tetřívčího potoka spočíval experimentální výzkum i v detailním zkoumání vlivu povrchových odvodňovacích příkopů a kolísání hladiny podzemní vody na odtok. Retenční podmínky povodí jsou primárně determinovány mírou nasycení a vlastnostmi půdního pokryvu, které souvisí s historickými změnami ve způsobu obhospodařování a melioračními opatřeními. Studie prokázala, že les je třeba hodnotit jako komplex vzájemně působících faktorů, kdy samotný vegetační pokryv nemá přímý vliv na odtok vody z povodí.

Byly rovněž sledovány dlouhodobé bilanční ztráty evapotranspirací a současně s tím byly měřeny i změny obsahu vody v půdě. Postupná transformace klimatu projevující se extrémnějšími výkyvy počasí a delšími obdobími sucha se promítá i do malého hydrologického cyklu v jednotlivých typech přírodního prostředí. Poměrně velká část srážek transformovaná do půdní vlhkosti se neúčastní odtoku kvůli zvýšené transpiraci lesa a omezujícím podmínkám pro vytvoření spojitých odtokových cest v půdě.

Klíčová slova: experimentální výzkum, párová povodí, krajinný a půdní pokryv, odtokový proces, srážko-odtoková událost, odvodňovací systém

Abstract

The doctoral thesis deals with the evaluation of influences of causal factors that significantly affect runoff processes in landscape. The research is mainly focused on the examination of land and soil cover impacts and partially pays attention to the effects of surface drainage and snow cover. The main effort was to find out the extent of influences of each individual factor on runoff from a different type of landscape.

In order to find the correct answer, a methodical approach was applied to small experimental paired catchments where the research has been continuously undergoing since the year of 2006 (the presented results have been collected for 11 years of observations). The small experimental paired catchments are located at the foothills of the Šumava Mountains and they represent small area neighbouring catchments of similar physical-geographic and hydrographic conditions. The catchments were selected as the comparative ones where the main differences are the landscape and soil cover. Moreover, the character of surface drainage is regarded to be an important variable. In the catchment area of the Zbytinský Brook, there predominates the grassland which is largely drained by the subsurface drainage system. In the catchment area of the Tetřívčí Brook the dominant cover is formed by the forest which is criss-crossed with a network of surface drainage channels. The purpose was to find out if there were any significant differences in their runoff response when comparing the nature of the two catchments.

The runoff response was evaluated from the point of view of long-term time series lasting for the entire period of observation, including the expressions of their variability or extremity. The analysis was also focused on the detection of different runoff responses in the case of short-term rainfall-runoff events. The variety of different types of causal conditions has shown that the runoff response cannot be described using a single pattern for both catchments and, in some cases, is significantly different. In the last few years there has been a significant drop in runoff from the forest catchment. Despite this, the forest catchment proves more relevant runoff response in most of the observed events and overall greater runoff variability.

The soil water retention has been analysed and the differences in snow accumulation and melting have been detected in the catchments. In the forest catchment of the Tetřívčí Brook, experimental research has been carried out in a detailed study of the influence of surface drainage channels and the groundwater level fluctuations on runoff. The retention conditions of the catchment are primarily determined by the saturation level and by the character of soil cover which is related to historical changes in management and to soil improvement steps. The study has proved that forest needs to be assessed as a complex unit of interacting factors, where the vegetation cover itself has no direct impact on the catchment runoff.

Long-term balance evapotranspiration losses were monitored and at the same time the changes of water content in soil were recorded. A gradual climate transformation resulting in extreme weather fluctuations and longer periods of droughts is reflected in a small water cycle in the different types of environment. A relatively large proportion of precipitation

transformed into soil moisture does not take part in runoff due to increased forest transpiration and limiting conditions for the formation of drainage paths in the soil.

Key words: experimental research, paired catchments, land and soil cover, runoff process, rainfall-runoff event, drainage system

Obsah

Poděkování.....	3
Motto	4
Abstrakt	5
Abstract	7
Obsah.....	9
1 Úvod.....	13
1.1 Cíle.....	15
1.2 Struktura práce.....	15
2 Současný stav poznání	17
2.1 Tvorba odtoku v povodí	17
2.1.1 Mechanismy tvorby odtoku.....	19
2.2 Přístupy ke studiu změn odtokového procesu	21
2.2.1 Experimentální výzkum	21
2.3 Vliv krajinného pokryvu.....	25
2.3.1 Vliv krajinného pokryvu na mechanismus tvorby odtoku	25
2.3.2 Vliv lesa.....	26
2.4 Vliv půdního pokryvu.....	29
2.4.1 Vodní režim půd.....	29
2.4.2 Transport vody v půdě.....	30
2.4.3 Retence vody v půdě	33
2.4.4 Vliv nasycení půdy na odtok	35
2.5 Vliv odvodnění	36
2.5.1 Zemědělské odvodnění.....	36
2.5.2 Lesní odvodnění	37
2.6 Vliv sněhové pokrývky.....	38
3 Materiál a metody	39
3.1 Charakteristika zájmového území	39
3.1.1 Fyzickogeografické poměry experimentálních povodí	41
3.1.1.1 Geologie.....	41
3.1.1.2 Reliéf.....	41
3.1.1.3 Klima.....	42
3.1.1.4 Krajinný pokryv	44

3.1.1.5	Pedologie.....	45
3.1.1.6	Plošné odvodnění	46
3.2	Monitorovací síť a datové zdroje.....	48
3.2.1	Charakteristika staniční sítě	48
3.2.2	Popis zvolených referenčních lokalit	49
3.2.2.1	Kontinuální měření půdních a klimatických charakteristik	49
3.2.2.2	Odběrná místa pro stanovení retence půdy	50
3.2.2.3	Stanoviště měření hladiny podzemní vody	51
3.2.2.4	Síť měření stavu sněhové pokrývky.....	54
3.3	Použité metody a pracovní postupy	55
3.3.1	Dlouhodobé charakteristiky srážek a odtoku	55
3.3.1.1	Stanovení průtoku	55
3.3.1.2	Výpočet plošné srážky na povodí	56
3.3.1.3	Výpočet BFI indexu	57
3.3.1.4	Metody stanovení variability odtoku	57
3.3.2	Analýza srážko-odtokových epizod	59
3.3.2.1	Kritéria výběru epizod	59
3.3.2.2	Stanovení typologie srážkových režimů	59
3.3.2.3	Hodnocení rozdílů odtokové odezvy	60
3.3.3	Výpočet evapotranspirace	62
3.3.4	Analýza hydropedologických charakteristik	64
3.3.4.1	Modely půdních typů dle proudění vody v půdě	64
3.3.4.2	Stanovení retenčního potenciálu	64
3.3.4.3	Výpočet aktuální retenční kapacity povodí.....	64
3.3.4.4	Identifikace zamokřených ploch	65
3.3.5	Odvodnění krajiny.....	66
3.3.5.1	Měření protékanosti povrchových příkopů	66
3.3.6	Sněhová pokrývka	66
3.3.6.1	Výpočet vodní hodnoty sněhu.....	66
4	Výsledky	67
4.1	Hydrologický režim povodí.....	67
4.1.1	Hodnocení časových řad srážek a odtoku	69
4.1.2	Hodnocení odtokového koeficientu	75

4.1.3	Hodnocení variability odtoku.....	78
4.1.4	Hodnocení extremity odtoku.....	81
4.1.5	Hodnocení základního odtoku.....	82
4.1.6	Hodnocení vývoje hladiny podzemní vody v TET	84
4.2	Evapotranspirace	88
4.3	Analýza srážko-odtokových epizod.....	91
4.3.1	Epizody s jednoduchou vlnou	93
4.3.1.1	Typologie příčinných podmínek	93
4.3.1.2	Srovnání odtokové odezvy.....	98
4.3.2	Epizody s komplexní vlnou.....	106
4.3.2.1	Typologie příčinných podmínek	106
4.3.2.2	Srovnání odtokové odezvy.....	109
4.3.3	Epizody se dvěma po sobě následujícími vlnami.....	113
4.3.3.1	Typologie příčinných podmínek	113
4.3.3.2	Srovnání odtokové odezvy.....	114
4.4	Hydropedologické podmínky a vodní režim půd	115
4.4.1	Dlouhodobé charakteristiky půdní vlhkosti	117
4.4.2	Variabilita vlhkostních podmínek	120
4.4.3	Hodnocení změny vlhkosti půdy v rámci jednotlivých epizod	123
4.4.3.1	Epizody s jednoduchou vlnou	124
4.4.3.2	Epizody s komplexní vlnou	128
4.4.3.3	Epizody se dvěma po sobě následujícími vlnami	131
4.4.4	Proudění vody v půdě.....	134
4.4.5	Retenční schopnost půd.....	136
4.5	Vliv povrchových odvodňovacích systémů.....	147
4.5.1	Hodnocení průtoků ve sledovaných povrchových příkopech	147
4.5.2	Analýza protékanosti.....	148
4.5.3	Zamokřené plochy.....	149
4.5.4	Vliv povrchových příkopů na hladinu podzemní vody	150
4.6	Analýza sněhových poměrů.....	153
5	Diskuse.....	156
5.1	Použitá metodika a způsoby měření	156
5.2	Vliv krajinného pokryvu na režim odtoku.....	159

5.3	Vliv krajinného pokryvu na srážko-odtokové epizody.....	160
5.4	Vliv půdního pokryvu na odtokový proces	161
5.5	Retenční kapacita půd.....	162
5.6	Vliv odvodnění	163
5.7	Vliv sněhové pokrývky.....	165
6	Závěr	166
7	Citovaná literatura.....	168
8	Seznam obrázků	182
9	Seznam tabulek	184
10	Seznam publikací	186
11	Seznam příloh.....	187
12	Přílohy	188

1 Úvod

Hydrologický experimentální výzkum a snaha o pochopení srážko-odtokového procesu je oblastí, kterou se zabývají hydrologové napříč celým odborným světem. Míra poznání sice oproti prvním poznatkům ze začátku minulého století významně pokročila, ale čím blíže a detailněji analyzujeme různé složky srážko-odtokového procesu, tím více chápeme, že ještě zdaleka nevíme vše o tom, jakými mechanismy, za jakých podmínek a jak rychle se srážková voda nakonec dostane až do povrchového recipientu.

Povodí vodního toku je komplexní a velmi složitý systém, na jehož fungování vzájemně působí několik různých složek přírodního prostředí. Ať už mluvíme o atmosféře a ovzdušných srážkách, které jsou hlavním zdrojem vody, která povodím prochází a transformuje se do různých podob a skupenství, o vegetaci, která je přirozeným filtrem a určuje, která část vody se bude účastnit odtokového procesu nebo o půdě, která významně rozhoduje o době zdržení vody v povodí a způsobu, jakým se voda bude dále prostředím pohybovat.

Současná věda, hydrologii nevyjímaje, se již dnes neobejde bez stále se rozvíjejících nástrojů výpočetní techniky a informatiky. Mechanické postupy střídají elektronické, realitu napodobujeme modelovými simulacemi. Tato technologická změna s sebou přináší nové možnosti zkoumání přírodních jevů, kdy se již neomezujeme jen na popis sledovaného jevu a vyřčení možných hypotéz, ale dokážeme najít vysvětlení a objasnit konkrétní příčiny. Přesto není popisovaná modernizace samospasitelná a opakovaně se ukazuje, že ke zpřesnění používaných modelových přístupů je zapotřebí rozvíjet také experimentální výzkum. Jeho role je v moderní hydrologii stále zásadní a pro detailní studium hydrologických procesů jsou údaje z malých experimentálních povodí nezbytné.

Příkladem hydrologického experimentálního výzkumu v oblasti malých povodí je rozsáhlý projekt, který je od roku 2005 řešen na katedře Fyzické geografie a geokologie PřF UK v Praze. Jeho iniciace nastala především v souvislosti s katastrofálními povodněmi v roce 2002, kdy se oblast odtoku vody, retence krajiny a protipovodňové ochrany stala celospolečenským tématem. V rámci projektu se započalo s výstavbou staniční sítě, která se koncentrovala především do podhorských oblastí nejvýznamnějších sudetských pohoří (Šumava, Krušné hory, Krkonoše, Jeseníky), které se často stávají zdrojovými oblastmi významných povodňových událostí. V současné době výzkum pokračuje na Šumavě a v Krušných horách, tedy v oblastech, které byly z pohledu výzkumných cílů vyhodnoceny jako nejvíce potenciální.

Na Šumavě se výzkum soustředí do tří hlavních lokalit zájmu - povodí Vydry v centrální Šumavě, povodí horní Blanice po profilu Blanický mlýn a povodí Volyňky. Na počátcích výzkumných prací se cíle bádání zaměřovaly hlavně na sledování změn v dlouhodobých trendech odtoku s ohledem na lidské zásahy v povodí. Výsledky z tohoto výzkumného záměru uvádí Kliment a Matoušková (2009) nebo Kliment et al. (2011).

V období 2012–2017 v těchto územích probíhaly dva výzkumné projekty pod záštitou Grantové agentury České republiky a jeden mezinárodní projekt pod hlavičkou evropské

spolupráce ve vědeckém a technickém výzkumu (COST). Projekt **Vliv disturbancí horské krajiny na dynamiku fluvialních procesů** (GAČR P209/12/0997, doba řešení 2012–2014, hlavní řešitel prof. Jakub Langhammer) měl za cíl analyzovat a kvantifikovat vliv jednotlivých forem disturbance horské krajiny, změn krajinného pokryvu a antropogenních úprav říční sítě na dynamiku odtokového procesu a fluvialně morfologických procesů v korytě a údolní nivě. Návazný projekt **Vliv disturbancí krajiny na konektivitu toků a povodí** (COST Action ES1306, doba řešení 2015–2017, hlavní řešitel prof. Jakub Langhammer) rozvíjel cíle prvního projektu a zkoumal vliv disturbancí krajiny a jejích dlouhodobých změn v povodích horských i venkovských oblastí.

Poslední zmíněný projekt **Retenční potenciál pramenných oblastí ve vztahu k hydrologickým extrémům** (GAČR 13-32133S, doba řešení 2013–2017, hlavní řešitel prof. Bohumír Janský) se zabýval hodnocením retenční kapacity pramenných oblastí za pomoci moderních metodických přístupů. Mezi hlavní cíle výzkumu patřilo především hodnocení odtokového režimu a retenční kapacity povodí s různými fyzickogeografickými faktory a odlišným krajinným pokryvem (i s ohledem na vliv sněhové pokrývky na tvorbu odtoku), hodnocení vlivu rašelinišť a jejich řízení na dynamiku odtoku a hydrologický režim a hodnocení vlivu historických změn využití krajiny a půdního pokryvu na režim odtoku a retenční a transformační potenciál povodí.

Poznatky z výzkumů byly publikovány v širokém spektru českých i zahraničních recenzovaných časopisů. Hodnocením vlivu rašelinišť na hydrologický režim a tvorbu odtoku vody z povodí se zabývali Kocum et al. (2016) a Vlček et al. (2016). Výsledky ze sledování mechanismů proudění vody v půdě a stanovení retenčního potenciálu povodí shrnuli Vlček et al. (2017). Analýze vlivu rozdílného krajinného pokryvu a distribuci sněhové pokrývky na odtok vody z povodí se věnovali Jeníček et al. (2018). Důsledky disturbance lesní krajiny na odtokovou odezvu a geochemické změny v krajině a popisují ve svých pracích Langhammer et al. (2015) a Su et al. (2017). Dynamiku fluvialních procesů říčních koryt a ekohydrologický stav říčních toků zkoumali Langhammer et al. (2013) a Kujanová et al. (2016).

Hydrologický výzkum v povodí horní Blanice je reprezentován především dvěma malými experimentálními povodími v blízkosti obce Zbytiny v okrese Prachatice, která jsou hlavním předmětem zájmu předkládané studie. Jedná se o povodí prvního levostranného přítoku Zbytinského potoka a povodí prvního pravostranného přítoku Tetřívčího potoka, ale pro zjednodušení budou v této práci používány názvy hlavních toků. V průběhu 11leté existence experimentálních povodí vznikla celá řada studentských odborných prací, na kterých se autor disertační práce, s výjimkou první jmenované, podílel, které se zaměřovaly na různé aspekty a přírodní procesy v obou povodích:

- vliv rozdílného krajinného pokryvu na odtok (Malý, 2009)
- hodnocení srážko-odtokového režimu (Kodádková, 2010; Kalkus, 2012)
- hodnocení sněhových poměrů (Hintnaus, 2011)
- stanovení evapotranspirace (Šereš, 2011; Kofroňová, 2014)
- variabilita hydrologických charakteristik (Kozáková, 2015)
- vliv povrchových odvodňovacích příkopů na odtok (Kalkus, 2016)

Předložená dizertační práce navazuje na dílčí poznatky a přináší jejich obecnější syntézu pro pochopení rozdílů ve srážko-odtokovém procesu obou experimentálních povodí.

1.1 Cíle

Hlavním cílem předložené studie je zhodnotit odezvy odtoku na spadlé srážky v morfologicky a hydrograficky identických, ale rozdílně využívaných horských povodích Zbytinského a Tetřívčího potoka v pramenné oblasti řeky Blanice v jižních Čechách. Horské pramenné oblasti jsou místem, kde dochází k formování odtoku. Jsou na ně vázána srážková jádra největších povodní, stejně tak mají rozhodující význam pro zachování odtoku v obdobích sucha. Přestože se jedná o přírodě blízké zalesněné či zatravněné prostředí, krajina doznala v průběhu posledního století významných změn (Kliment a Matoušková, 2009; Vlček et al., 2012). Změny a rozdíly v chování hydrologických systémů z hlediska průměrných dlouhodobých charakteristik, jednotlivých srážko-odtokových epizod, retence povodí či akumulace a tání sněhové pokrývky, jsou hodnoceny na základě párového srovnávacího výzkumu.

Vzhledem ke komplexitě přírodního prostředí je téměř nemožné pozorovat všechny faktory najednou, ale je potřeba se zaměřit na konkrétní vliv a jeho projevy. Proto byly v rámci předložené studie definovány dílčí výzkumné otázky, které mají za cíl odpovědět a zhodnotit působení jednotlivých klimatických, pedologických nebo krajinných faktorů na odtok vody z povodí.

- Existují mezi oběma povodími signifikantní rozdíly ve vývoji dlouhodobých odtokových charakteristik? Je zaznamenána nějaká změna v chování odtoku v průběhu sledovaného období? Liší se obě povodí mezi sebou z hlediska dlouhodobé variability odtoku?
- Je možné vysledovat nějaké rozdíly ve ztrátě vody evapotranspirací, které by měly vliv na celkovou hydrologickou bilanci povodí? Odlišuje se zásadně míra evapotranspirace s ohledem na různý krajinný pokryv?
- Jak se projevuje odtok z obou povodí při různých typech srážko-odtokových epizod? Je chování odtokové odezvy v některých aspektech významně odlišné? Jakou roli může při formování odtoku během jednotlivých epizod hrát půdní prostředí?
- Dají se mezi povodími vypožorovat odlišnosti v jejich retenční schopnosti? Jak se liší výsledná retence půdy při uvážení různé nasycenosti povodí a jak následně ovlivňuje odtok z povodí?
- Jaký je význam povrchového odvodnění ve vztahu k celkovému odtoku z povodí? Liší se odtoková reakce příkopových systémů podle nastalých příčinných podmínek vedoucích ke srážko-odtokové události?
- Jaký má krajinný pokryv vliv na akumulaci a tání sněhové pokrývky v povodí? Jakou měrou se podílí tání sněhové pokrývky na celkovém odtoku z povodí?

1.2 Struktura práce

Disertační práce je strukturována do šesti tematických kapitol. Obecná kapitola Úvod přináší mimo jiné představení oblastí experimentálního výzkumu na pracovišti uchazeče a definici cílů práce. Následující kapitola 2 shrnuje současné poznatky o mechanismech tvorby odtoku

a vlivech krajinného, půdního prostředí a plošného odvodnění, tedy aspektů, které se v experimentálních povodích vyskytují, na odtokový proces. V kapitole Materiál a metody jsou detailně charakterizována obě experimentální povodí a rovněž jsou popsány použité výzkumné metody a datové zdroje. Nosná kapitola 4 představuje zjištěné výsledky, pomocí nichž jsou zodpovězeny výše uvedené výzkumné otázky. V kapitole Diskuse jsou kriticky zhodnoceny zjištěné poznatky vůči závěrům jiných odborných prací zabývajících se obdobným tématem. Závěrečná kapitola 6 podává přehledné shrnutí přínosů předložené práce. Součástí práce je i přehled použitých zdrojů a souhrnné číselníky tabulek, obrázků a příloh.

2 Současný stav poznání

2.1 Tvorba odtoku v povodí

Vztahy mezi srážkou a odtokem byly diskutovány již v dávné minulosti (práce Mariotta v povodí Seiny v 17. století). Dříve se vědci a inženýři v souvislosti s tvorbou odtoku soustředili na úlohy zabývající se prioritně vodním hospodářstvím. Řešily se hlavně problémy povodňových rizik a protipovodňové ochrany, aniž by se detailněji zkoumaly procesy a cesty, jakými se voda do vodních toků dostane. Názory na to, co se děje v povodí po vydatnějších srážkách nebo tání sněhu, se vyvíjely od počátku 20. století.

První ucelenou teorii o vzniku odtoku vypracoval v první polovině 20. století americký hydrolog Horton (1933). Po mnoho let byla jeho infiltrační teorie (nebo teorie povrchového odtoku – infiltration excess overland flow) vysvětlením projevů odtoku v krajině. Horton zavedl pojem infiltrační kapacita, pod níž rozuměl množství vody, které je schopna půda za daných podmínek přijmout. Infiltrační kapacita půdy je ohraničena maximální a minimální hodnotou. Podle této teorie voda, která po dobu srážek nebo tání sněhu infiltruje do půdy, pomalu prosakuje k hladině podzemní vody a vytváří podzemní odtok. Po překročení maximální infiltrační kapacity tzv. přebytečná srážková voda odtéká po povrchu jako povrchový odtok (Holko a Kostka, 2003). Předpokládá se, že příspěvek základního odtoku v celkovém je velmi malý. Průtoková vlna je tvořena především z vody spadlé na území povodí těsně před vznikem a po dobu trvání srážkové události (tzv. event water nebo new water – nová voda) a objem přímého odtoku se považuje za rovný objemu efektivních srážek (Hlavčová et al., 2001). Postupem doby a s vývojem dalších zkoumání a poznání byly nad Hortonovou teorií vzneseny pochybnosti a došlo se k závěrům, že tento model je použitelný jen za specifických okolností. Hortonovský model odtoku se obvykle vyskytuje v aridních nebo semiaridních oblastech, kde je vyšší intenzita srážek a infiltrační kapacita půdy je snížena kvůli zhutnění a zpevnění povrchu. Proces působí významný problém ve strmém svažitém terénu, kde se voda může pohybovat velkou rychlostí a kde je půda méně stabilní. Potvrzuje to studie Cantóna et al. (2001) z oblasti pouště Tabernas v jihovýchodním Španělsku, kteří zde určili hortonovský povrchový odtok jako dominantní typ odtoku.

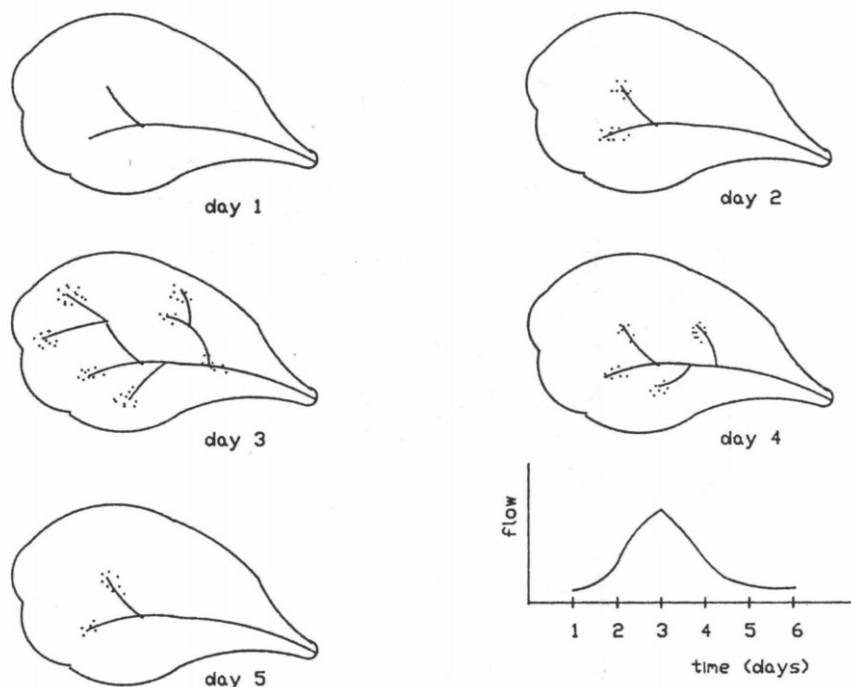
Přibývající terénní měření a laboratorní experimenty však přinesly poznatky, že v malých zalesněných povodích mírného pásu je intenzita srážek nebo tání sněhu zřídka tak vysoká, aby překročila infiltrační kapacitu půdy. Betson (1964) navrhl teorii odtoku z dílčích ploch (partial area concept), která říká, že odtok pochází z malých, ale relativně stabilních částí povodí. Rozloha těchto oblastí se za normálních podmínek nemění. Další výzkumy prokázaly, že půdní vlhkost je významným zdrojem vody, která může dotovat základní odtok, hlavně v horských povodích. V těchto podmínkách se nasycené vrstvy vyskytují jen na malých plochách podél větších povrchových toků a nemohou tak být hlavním zdrojem odtoku v suchých obdobích. Téměř veškerá evapotranspirace, doplňování zásob vody v nasycené zóně a odtok v recipientu jsou dotovány ze zásob nenasyčené zóny. Laboratorní experimenty prokázaly, že při infiltraci vody během srážkové události dochází k vytlačování vody, která

byla v půdě přítomna již před srážkou (tzv. pre event water nebo old water – stará voda) (Holko a Kostka, 2003).

Tento proces popisují ve své teorii proměnlivých zdrojových oblastí (variable source area) Hewlett a Hibbert (1967). Základním předpokladem je, že pokud neexistuje důkaz o jiném druhu odtoku, je veškerý odtok podpovrchový. Rychlý nárůst průtoku při odtokové reakci je připisován podpovrchovému odtoku nebo rychlému vytlačování dříve zadržené vody vodou ze srážkové události. Podle Hewlettovy teorie směrem od toku po svahu přispívá každá dílčí část srážky více k tvorbě dočasných zásob v půdě než k přímému odtoku. Z vody, která tvoří přímý odtok, je část z příčné srážky, část z vody, která byla v půdě před začátkem srážky nebo tání sněhu a vytlačovaná novou vodou. Tato voda se uvolňuje ve velkém množství jen při vlhkosti půdy na úrovni polní vodní kapacity nebo vyšší. Vytlačování probíhá hlavně ve nižších a středních částech svahu, ve vyšších částech svahu způsobí nová srážková voda vzestup půdní vlhkosti, která se postupně posouvá do níže položených oblastí. V době srážkové události se rozšiřuje říční síť do oblastí, ve kterých byla překročena schopnost půdy absorbovat další vodu a vést podpovrchový odtok. Půda se přitom nasycuje směrem zespodu a pokud se nasýtí až k povrchu, začne probíhat tzv. nasycený povrchový odtok (saturation excess overland flow). Tento povrchový odtok má dvě složky:

- půdní vodu vytékající zpět na povrch tam, kde došlo k nasycení půdy až k povrchu
- povrchový odtok ze srážek, které spadly přímo na saturované oblasti

Vývoj říční sítě během srážkové události je znázorněný na Obr. 1.



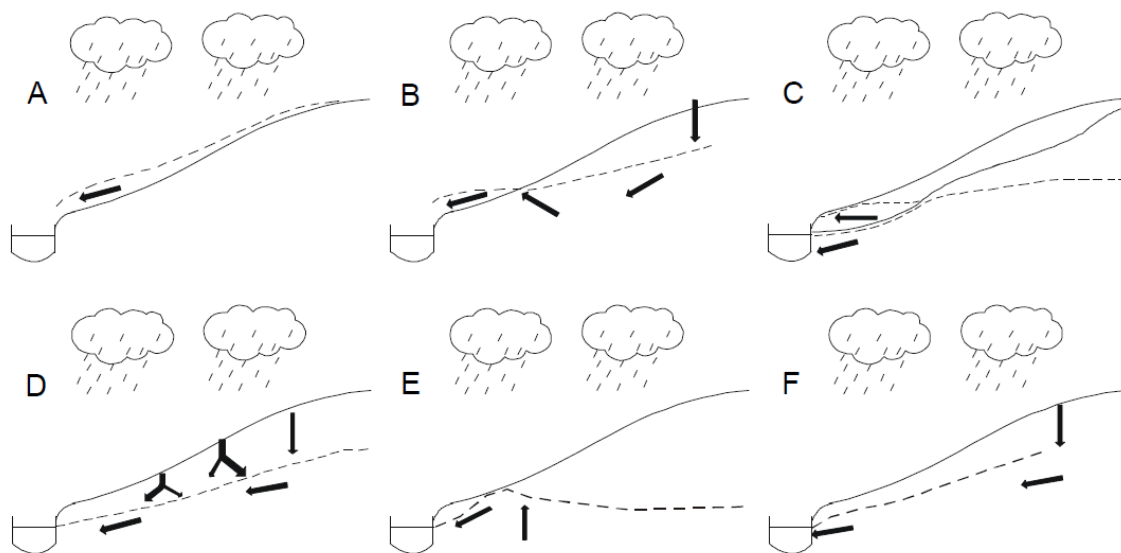
Obrázek 1 - Expanze a smršťování proměnlivých zdrojových ploch během srážko-odtokové události (Loganathan et al., 1989)

V období bez srážek a tání sněhu je průtok v povrchovém toku dotovaný uvolňováním zásob podzemní vody. V povrchovém toku tedy teče voda, která se od svého vstupu do povodí v podobě srážek infiltrovala k hladině podzemní vody a do toku se dostává prouděním v nasycené zóně. Z časového hlediska je důležité, že tato voda se v povodí zdrží delší dobu (podle výsledků stopovacích pokusů v průměru až několik roků). Je třeba připomenout, že jde o průměrný čas. Voda, která infiltruje blíže k povrchovému toku se do něj může samozřejmě dostat dříve než voda, která infiltruje dále po svahu.

Při procesu vzniku odtoku mají různé části povodí různou úlohu. Svahy vedou vodu pomaleji a přispívají ke vzniku zásob. Významnou úlohu při rychlém přenosu vody do toku může v určitých podmínkách mít oblast, která leží okolo toku. Díky přítoku vody ze svahu a v určitých podmínkách i snížené infiltrační kapacitě jsou tyto oblasti blízké stavu nasycení, takže i malý impuls může vyvolat rychlý přechod do stavu nasycení a proudění velkého množství vody do povrchového toku. V počátečním stadiu odtokové vlny pak dominuje vliv oblastí nacházejících se okolo toků, vliv vody ze svahu začne dominovat při déle trvajících událostech (Holko a Kostka, 2003).

2.1.1 Mechanismy tvorby odtoku

Když předpokládáme, že většina vody, která se dostává do povrchového toku, pochází z podpovrchového odtoku, logickou otázkou je, jaké jsou mechanismy, které způsobí, že se při povodňové vlně dostane do toku rychle velké množství vody. Základní mechanismy vzniku odtoku jsou uvedeny na Obr. 2.



Obrázek 2 - Mechanismy tvorby odtoku (Holko a Kostka, 2003)

Obrázky 2A a 2B schematicky znázorňují procesy vzniku Hortonovského povrchového odtoku a nasyceného povrchového odtoku, které byly podrobně vysvětleny v kapitole 2.1. Dominantní složkou odtokové vlny je však ve většině případů podpovrchový odtok (subsurface stormflow – obrázek 2F), který je podporován dobrými infiltračními podmínkami, přítomností preferenčních cest, mělkými půdami na dobře propustném podloží a vzhledem k počátečním podmínkám i vysokou předchozí vlhkostí půdy a výše položenou hladinou

podzemní vody (Bronstert et al., 2002). Hlavní otázkou zůstává, jak vysvětlit rozpor mezi malou rychlostí proudění vody v půdě a rychlým nárůstem odtokové vlny v povrchovém toku (a tedy velkým množstvím vody, které musí být rychle transportované do toku).

Kromě již dříve uvedeného vytlačování staré vody (Kap. 2.1) je jedním z možných vysvětlení preferenční proudění tvořené preferenčními cestami. Obecně se dá hovořit o makropórech (tj. pukliny a dutiny ve svrchní vrstvě půdy, cesty půdních organismů), v nichž voda může proudit větší rychlostí a čas odezvy je krátký (obrázek 2D). Proudění velikými póry se označuje jako „trubkové proudění“ (pipe flow) a voda těmito póry proudí místy turbulentně. Tento typ proudění se běžně vyskytuje na svazích pokrytých vegetací (Uchida et al., 2002). Studium preferenčních cest a jejich vlivu na odtok z povodí se intenzivně sleduje na experimentálních povodích v Jizerských horách. Jen výjimečně dochází k povrchovému odtoku, všechna srážková voda infiltruje a formou mělkého podpovrchového odtoku odtéká. Bylo zjištěno, že rychlá transformace srážek je způsobena výrazným preferenčním prouděním celou vadózní zónou. V experimentálních povodích, kde půdy vykazují preferenční proudění, byly zaznamenány velmi rychlé reakce na srážku vyznačující se strmým nárůstem a rychlou kulminací. Popis vzniku preferenčního proudění a jeho podílu na tvorbě odtoku hraje klíčovou roli při určování jednotlivých složek hydrogramu odtoku při extrémních povodňových situacích (Císlarová, 2005; Tesař et al., 2003).

Rychlý přenos velkého množství vody se vysvětluje i růstem hydraulického gradientu (groundwater ridging), který znázorňuje obrázek 2E. V oblastech, kde je kapilární zóna blízko povrchu (spodní části svahů, údolní dno), může infiltrace malého množství vody srážkové vody nebo vody z tání sněhu způsobit rychlý přechod vody z oblasti kapilární vody do nasyceného stavu. Tím vzroste hladina podzemní vody, což vyvolá hydraulický gradient směrem k povrchovému toku (Holko a Kostka, 2003). Podobný mechanismus rychlého výtoku vody popsali pro nenasycenou zónu i Tesař et al. (2004b) a nazvali ho nestabilitou hnané proudění (instability driven flow). Tato teorie vysvětluje, že rychlý podpovrchový odtok je způsoben schopností půdního pórovitého prostředí vést vodu již při velmi malých změnách půdní vlhkosti. Půdní profil může zesilovat nebo tlumit srážkové impulsy během jejich transformace na odtok. Pokud je obsah vody v půdě nižší než prahová hodnota, srážkový impuls je potlačen a rychlý odtok nevzniká. Pokud půdní profil obsahuje více vody, půda srážkové impulsy netlumí, ale naopak je ještě může zesilovat uvolněním "staré" vody. Na rozdíl od preferenčního proudění v makropórech může rychlý transport půdní vody nastat v jakékoliv části půdního prostředí nezávisle na velikosti pórů a může být způsoben jakoukoliv srážkou bez ohledu na její intenzitu, dobu trvání a celkový objem.

Mnohá terénní měření ukázala snížení nasycené hydraulické vodivosti směrem do hloubky půdního profilu. V kombinaci s infiltrací velkého množství vody z povrchu půdy to může způsobit vznik dočasně nasycené zóny (obrázek 2C). Hladina vody má obvykle stejný sklon jako povrch terénu, a proto nedojde ke změně hydraulického gradientu, která by způsobila zvýšený odtok vody ve svahu. Rozšíření nasycené oblasti směrem k povrchu půdy, kde jsou větší hodnoty nasycené hydraulické vodivosti, však vede k výraznému zvýšení odtoku vody (zpětná vazba vodivosti - transmissivity feedback). Kromě povrchového a podpovrchového

odtoku může dojít i k tomu, že voda, která proudí pod povrchem, se může po určité vzdálenosti dostat na povrch terénu, tzv. vratný odtok (return flow) (Holko a Kostka, 2003).

2.2 Přístupy ke studiu změn odtokového procesu

Základní přístupy, které je možné využít ke kvantifikaci vlivu změn v krajině na odtokový proces je možné rozdělit do dvou základních kategorií:

- stochastický přístup
- deterministický přístup

Stochastický přístup vychází především ze statistického vyhodnocení pozorovaných údajů, především srážek a odtoku. Nutnou podmínkou je existence dlouhých časových řad srážek a průtoků. Pomocí vybraných metod statistické analýzy (korelační, regresní nebo shluková analýza) je možné detekovat změny v průběhu časových řad a označit potenciální období, ve kterých došlo ke změně průběhu srážek nebo odtoku. Takto identifikovaná období je nutné podrobit další analýze za účelem zjištění příčiny uvedených odchylek.

Deterministický přístup vychází z metod hydrologického modelování. V obecné rovině se jedná o zjišťování vztahu mezi vstupními a výstupními veličinami, tedy o vyjádření kauzality přírodních procesů. V deterministickém modelování jde o popis fyzikálních procesů, které působí na vstupní proměnné a transformují ve výstupní veličiny. Deterministický přístup je v hodnocení změn odtoku velmi rozšířený a je zřejmé, že se hydrologické modelování stalo standardním nástrojem pro kvantifikaci vlivu změn v krajině na odtokový proces (Jeníček, 2009).

2.2.1 Experimentální výzkum

Počátek intenzivní aplikace malých povodí ve vztahu k hydrologické analogii spadá do první poloviny 60.let 20.století, do doby předcházející vzniku Mezinárodní hydrologické dekády. Tehdy docházelo k budování tak zvaných reprezentativních povodí, jejichž účelem bylo poskytnout přesnější data, zpravidla v kratších časových intervalech, než jaká bylo možno získat ze standardních pozorování. Pozornost se zaměřila především na pozorování jevů meteorologických a hydrologických, doplněných o co možná nejpřesnější popis fyzikálních a biologických vlastností povodí a regionu, který mělo reprezentovat.

Kromě reprezentativních povodí se rozeznávala povodí experimentální a výzkumná; bylo to zpravidla v návaznosti na počáteční studie o vlivu změn vegetačního krytu na hydrologický režim. Od poloviny 60.let začala být malá povodí intenzivně sledována i v zahraničí a aplikace získaných informací se promítaly do řešení nejrůznějších hydrologických a vodohospodářských úloh. Postupem času se okruh řešených problémů zaměřil i na problémy povahy sociálně-ekonomické (Balek, 2006).

Pro detailní studium hydrologických procesů a jejich změn jsou údaje z malých experimentálních povodí nezbytné. Experimentální povodí je územím, na kterém došlo nebo stále ještě dochází ke změně jednoho či více parametrů (např. lesnatost, plošné odvodnění, vliv disturbancí) a je přitom sledována hydrologická odezva přírodního systému na tuto změnu. Cílem těchto studií je kvantifikace a podrobný popis vybraných částí hydrologického

cyklu, přičemž se může uplatnit jak stochastický, tak deterministický přístup nebo jejich kombinace. Hydrologický režim se v experimentálních povodích sleduje nejen z pohledu hydrologie, ale důležitými aspekty výzkumu bývají i lesnictví nebo zemědělství (půdní eroze a odvodnění krajiny). Mezi základní analýzy patří stanovení hydrologické bilance povodí a popis srážko-odtokového procesu a jeho komponent. Analýzy tohoto druhu jsou často založeny na souboru malých povodí, která mají přibližně stejné vybrané charakteristiky. Jejich vzájemné odlišnosti zároveň umožňují popis vlivu jednotlivých faktorů na vybraný hydrologický proces (Pavlásek et al., 2006).

Existuje několik metod, jak lze provádět výzkum v experimentálních povodích. Podle McCullocha a Robinsona (1993) se rozlišují tři typy studií v experimentálních povodích:

- a) Srovnávací studie
- b) Studie ve stejném povodí
- c) Studie v párových povodích

ad a) Srovnávací studie jsou založeny na porovnání informací ze dvou či více povodí s jednou výrazně odlišnou charakteristikou (např. krajinný pokryv). Výhodou je, že lze poměrně rychle získat výsledky, nevýhodou tohoto přístupu zůstává, že v přírodě neexistují dvě naprosto shodná povodí, která by se lišila pouze v jednom sledovaném atributu. Vždy bude výsledný odtok ovlivněn i jinými faktory jako odlišným půdním krytem nebo vlastnostmi reliéfu a geologického podloží.

ad b) Studie ve stejném povodí porovnávají naměřená data před a po provedení významného zásahu ve sledovaném území. Můžeme tedy pracovat pouze s jedním povodím, které kromě příslušného změněného parametru zůstává identické. Nevýhodou tohoto přístupu je vliv klimatické variability, která může způsobit, že vysledovaná změna nemusí být zákonitě příčinou provedeného zásahu.

ad c) Studie v párových povodích vychází ze srovnání vlastností dvojice povodí. Základním předpokladem je, aby si obě povodí byla prostorově i fyzicko-geograficky co nejpodobnější. Po určité době dojde v jednom z nich k umělému zásahu, což se odrazí ve výsledném odtokovém procesu. Druhé povodí zůstává beze změn a vystupuje jako kontrolní povodí udávající míru vlivu daného zásahu. Tento přístup tedy kombinuje oba předcházející a do značné míry odstraňuje jejich nevýhody. Nutno podotknout, že pro relevantní zhodnocení nastalé změny v odtokovém procesu je potřeba déletrvající monitorovací období.

Výzkum v experimentálních povodích má v České i Slovenské republice velkou a dlouholetou tradici. Není cílem této práce reportovat o přehledu těchto experimentálních pracovišť (takový souhrn vytvořil např. Malý (2006)), ale sluší se zmínit alespoň některá z nich.

Prvním systematicky prováděným výzkumem v experimentálních povodích v ČR byla aktivita doc. Válka v povodí Vsetínské Bečvy v Javorníkách. V roce 1928 zde byla založena malá párová povodí lesnaté Kýchové a téměř bezlesé Zděchovky. Cílem byl výzkum vlivů využívání půdy v pramenných oblastech na vodní poměry (Válek, 1962).

V Moravskoslezských Beskydech byla v roce 1953 založena dvojice experimentálních povodí Červík a Malá Ráztoka. Hlavním cílem bylo kromě sledování bilančních změn v hydrologickém režimu i sledování vlivu hospodářské činnosti člověka v lesním prostředí. Zjištěné poznatky popsali ve svých pracích Zelený (1979) nebo Jařabáč a Chlebek (1990).

Další oblastí experimentálního výzkumu jsou Orlické hory s výzkumnými plochami Deštenská stráň, Česká Čermná a experimentální povodí U Dvou louček. V rámci výzkumu je sledován vodní režim u povodí s dominantním zastoupením smrku, respektive buku, experimentální povodí U Dvou louček bylo založeno k řešení problematiky odvodnění zamokřeného lesního povodí umístěného na horském svahu. Přehled dílčích výsledků uvádí např. Šach et al. (2003) nebo Černohous (2006).

Od roku 1975 probíhá výzkum ve dvou experimentálních povodí Liz a Albrechtec v povodí Volyňky na Šumavě. Základem hydrologického výzkumu je soustavné měření srážek, odtoků, teploty a vlhkosti vzduchu, rychlosti a směru větru. Od roku 1983 se měří tenzometrické tlaky v půdním profilu a globální radiace a od roku 2000 zásoba vody v půdě pomocí integračních vlhkoměrů. Hydrologický výzkum se zaměřuje na mechanismy stabilizace a extremizace hydrologického cyklu a odolnosti cyklu na perturbace (Tesař et al., 2006). V rámci výzkumu vzniklo mnoho publikovaných výsledků týkajících se různých environmentálních témat. Vlivem vegetačního porostu krajiny na vodní hospodářství se zabývali Šír et al. (2004), vliv porostu na vodní režim půdy je analyzován ve studii Tesaře et al. (2004a).

Na počátku 80.let 20.století byla v Jizerských horách založena síť sedmi experimentálních povodí. Nejlépe vybaveným povodím je Uhlířská, jež bylo založeno v roce 1982. Výzkum je zaměřen na sledování vlivu odlesnění na srážkoodtokovou bilanci v této oblasti. Poznatky z několikaletého pozorování shrnuje např. Kulasová (1994).

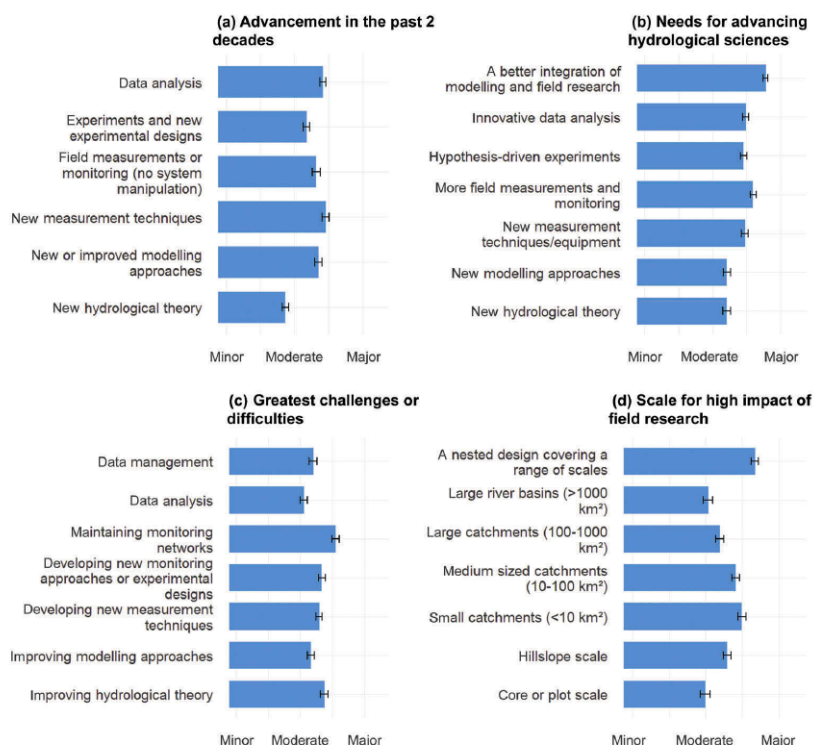
Ze slovenských pracovišť si dovoluji zmínit následující dvě experimentální povodí. Přírodní hydrologická laboratoř byla zřízena v roce 1958 v povodí Mošteníku, který je levostranným přítokem Váhu u Považské Bystrice. Celé povodí potoka Mošteník bylo rozděleno na 9 dílčích povodí. Jedním z nejdůležitějších úkolů byla analýza a parametrizace vlivu využití povodí na režim odtoku, přičemž hlavní činnosti probíhaly v rámci trojice dílčích povodí s rozdílným vegetačním zastoupením (Rybárik, Lesný, Cingelová). Dosažené výsledky shrnují ve své práci Pekárová et al. (2005).

V roce 1986 byla založena experimentální výzkumná základna v povodí Jaloveckého potoka v Západních Tatrách. Hlavní náplní pracoviště byl výzkum složek vodní bilance v horách a experimentální výzkum hydrologických procesů podmiňujících tvorbu vodních zdrojů a odtoku. Přehled dosavadních výsledků výzkumu shrnuli Kostka a Holko (1997).

Z ostatních mezinárodních experimentálních výzkumů lze zmínit dlouholetý experimentální výzkum v povodí Plynlimon v centrálním Walesu (Robinson et al., 2013), v povodí Coalburn v severní Anglii (Robinson, 1980), nebo americká experimentální povodí Coweeta nebo Hubbard Brook (Hewlett a Hibbert, 1967; Hewlett a Nutter, 1970; Swank a Crosley, 1987; Hornbeck, 1973; Bosch a Hewlett, 1982).

Výzkum v této práci se dá označit za srovnávací výzkum bez výrazného zásahu do hydrologických podmínek obou lokalit. Hlavním parametrem, kterým se od sebe obě sledovaná povodí liší, je krajinný pokryv. S ohledem na detailní průzkum experimentálních povodí je zřejmé, že na odtok z povodí budou mít vliv i jiné faktory (rozdílný půdní pokryv a charakter odvodnění).

Blume et al. (2016) se ve své zprávě snažili na základě vlastního průzkumu mezi 336 hydrology zjistit, jaká je hlavní úloha experimentálního výzkumu v hydrologii. Mezi oslovenými byly hydrologové zabývající se jak experimentálním výzkumem v terénu, tak hydrologickým modelováním. Dle odpovědí byl největší pokrok za poslední dvě desetiletí zaznamenán v oblasti měřicích metod a analýzy dat. Naopak pokrok v hydrologických teoriích byl považován za malý. Z odpovědí bylo zřejmé, že kombinace modelování a experimentálního výzkumu je nejvíce potřebná a zároveň má největší potenciál pro pochopení hydrologických procesů a hydrologických věd obecně. Respondenti rovněž vidí silnou potřebu v monitoringu a terénních měření (žádoucí je využití metod dálkového průzkumu). Naopak se zdá, že virtuální experimenty a nové modely mají menší potenciál pro rozvoj hydrologických věd a pochopení procesů. Velkou výzvou zůstává údržba monitorovacích sítí a vylepšení stávajících hydrologických teorií, byť to není (stejně jako u nových modelovacích přístupů) hlavní výzkumnou potřebou. Převažuje názor, že největší potenciál mají studie hodnotící interakci půda - povrch - atmosféra, především v aridních nebo horských oblastech. Z pohledu stupnice velikosti zkoumaných systémů mohou mít největší dopad na rozvoj hydrologických věd malá až středně velká povodí (do 100 km²). Nejvýhodnější by však bylo sledování povodí různých měřítek v rámci jednoho hydrologického systému (Obr. 3).



Obrázek 3 - Výsledky průzkumu o významu experimentálního výzkumu v hydrologii (Blume et al., 2016)

2.3 Vliv krajinného pokryvu

2.3.1 Vliv krajinného pokryvu na mechanismus tvorby odtoku

Změny v hydrologickém režimu jsou často diskutovány v souvislosti se změnami přírodního prostředí a krajiny. Vedle vlivu globálních (klimatických) změn na srážko-odtokový proces je na nižších prostorových úrovních zkoumán zejména dopad změn ve využití krajiny a krajinném pokryvu. Změny se projevují ve vodní bilanci, extremitě odtoku, vlhkosti půdy a evapotranspiraci (Sikka et al., 2003). Posouzení dopadu těchto změn je rozhodující pro strategické hospodaření s vodními zdroji a zajištění vhodných opatření v rámci managementu povodí (Oudin et al., 2008; Croke a Jakeman, 2001).

Krajinný pokryv determinuje zejména hydrologickou transformaci ovzdušné srážky na povodí. Pokud se zaměříme na krajinný pokryv, který lze v přírodním prostředí naší krajiny považovat za klimaxový a tedy přirozený, můžeme vliv vegetace na hydrologickou transformaci rozdělit na dvě základní skupiny. První skupinu tvoří vliv způsobený přímým uplatněním vegetačního krytu v srážko-odtokových vztazích. Zde se projevují procesy jako jsou intercepce a evapotranspirace (Tab. 1). Druhou a v podstatě ještě významnější skupinou vlivu vegetace je funkce vegetačního krytu coby ochranného faktoru půdy, v jejíchž horizontech se odehrává podstatná část transformace srážkové vody na odtok. Změny porostní struktury (prostorové či druhové) či přímé odlesnění pak mohou iniciovat krátkodobou odezvu povodí (dynamika a parametry jednotlivých srážko-odtokových epizod) i odezvu dlouhodobou (změny ve specifickém nebo základním odtoku). Druhý typ odezvy je však měřením v horizontu let stěží postižitelný (Unucka a Adamec, 2008).

Tabulka 1 - Evapotranspirace pod vegetačním krytem a na odlesněné ploše (Unucka a Adamec, 2008)

Typ krajinného pokryvu	Evaporace [%]	Transpirace [%]	Intercepce [%]
Les	10	60	30
Louka	25	25	50
Kultivovaná plocha	45	15	40
Holá půda	100	–	–

Vlivu změn vegetačního pokryvu na hydrologické procesy se věnovalo velké množství prací. Rozsáhlé rešerše publikovali např. Hibbert (1967), Bosch a Hewlett (1982), Blažková (1991), Fohrer et al. (2001), Camorani et al. (2005), Oudin et al. (2008), Saghafian et al. (2008), Malý (2009) nebo Nie et al. (2011). Hibbert (1967) dospěl ve své studii k závěru, že odtoková odezva povodí na změny ve využití území je vysoce variabilní a většinou nepředvídatelná. O více než 30 let později Kokkonen a Jakeman (2001) uvedli, že stále neexistují žádné důvěryhodné modely, které by předpovídaly vliv změny využití krajiny na hydrologickou odezvu v měřených povodích. Podle Oudina et al. (2008) by měly být použity pro odhad změn krajinného pokryvu pouze fyzikálně založené modely, jejichž důvěryhodnost vychází z fyzikálních rovnic, na nichž jsou založeny. Fohrer et al. (2001) zmiňují, že na jedné straně mají změny ve využití území přímý vliv na evapotranspirační režim. Na druhé straně má typ povrchu obrovský vliv na počátek vzniku povrchového odtoku.

V experimentálním výzkumu se sledují jak změny v dlouhodobých bilančních charakteristikách, např. Bíba et al. (2001), Watson et al. (2001), Brown et al. (2005) nebo Robinson a Dupeyrat (2005), tak rozdíly v průběhu vybraných srážko-odtokových epizod, např. Sidle et al. (1995), Iroumé et al. (2005), Pavlásek et al. (2006), García-Ruiz et al. (2008) nebo Silveira a Alonso (2009).

Huber a Iroumé (2001) ve své studii ukázaly, že zalesnění trvalých travních porostů snižuje odtok díky narůstající evaporaci srážek zachycených intercepce. Proces zalesnění mění hydrologický cyklus a váhu jednotlivých procesů. Lesní porost rozděluje srážky na intercepce, propad a odtok, čímž je ovlivněna distribuce půdní vlhkosti, infiltrace, doplňování zásob podzemní vody a vodní bilance Silveira a Alonso (2009). Zalesnění trvalých travních porostů způsobuje změny ve srážko-odtokových vztazích, konkrétně byl prokázán pokles odtoku (Bosch a Hewlett, 1982; Andréassian, 2004).

Podle Guillemette et al. (2005) způsobuje odlesnění opačný proces, tedy nárůst odtoku. Nárůst způsobený srážkami při odlesnění je vysvětlován dvěma obecnými příčinami: zvýšení zásob vody v povodí a změna odtokových cest. Je zdokumentováno, že v důsledku odlesnění došlo ke snížení evapotranspirace nebo zvýšení odtoku vody z povodí. Rovněž bylo zaznamenáno zvýšení obsahu vody v půdě nebo vyšší počáteční odtok před odtokovou vlnou z příčinných srážek. Celkový nárůst odtoku v souvislosti s odlesněním prokázal také Stednick (1996). Při odstranění 15 % plochy lesa v povodích v oblasti Skalnatých hor byl zaznamenán zhruba stejný nárůst odtoku v roční hydrologické bilanci jako při 50% úbytku lesních ploch v povodích v oblasti Centrálních planin. Obecné závěry o nárůstu odtoku shrnuje MacDonald (1997) s tím, že pro dosažení statisticky významného zvýšení odtoku může být nezbytné provést odlesnění aspoň na 30 % plochy povodí. Pokud budeme uvažovat globálně, výsledky naznačují, že riziko nárůstu kulminačních průtoků ze srážek se zvyšuje s intenzitou odlesnění.

2.3.2 Vliv lesa

Les představuje velmi specifické prostředí pro formování odtoku. Většina studií se o vlivu lesa na odtok vyjadřuje v dosti širokém rozmezí od velmi výrazně pozitivního až po těžko prokazatelný. Studie pojednávající o negativním vlivu lesa na transformaci odtoku z povodí jsou poměrně vzácné (Malý, 2009). První systematické výzkumy v malých lesních povodích byly prováděny v alpské oblasti (Engler, 1919). V našich podmínkách se dlouhodobému výzkumu ve dvojici povodí v oblasti Javorníků věnoval Válek (1962). Nezalesněné povodí Zděchovky vykazovalo oproti zalesněnému povodí Kychové výrazně vyšší hodnoty kulminačních průtoků, strmější vzestup a pokles průtoků během odtokové epizody. V období nízkých průtoků lesní povodí nadlepšovalo odtok. Bíba et al. (2001) hodnotili dopady vegetačních změn na odtokové poměry dvou zalesněných horských povodí Červík a Malá Ráztoka v Beskydech. Během porostních obnov došlo především k nárůstu odtoku u nízkých průtoků, zvýšení u kulminačních průtoků nebylo prokázáno. Rothacher (1973) při studiu dvojice horských povodí v Oregonu prokázal, že v situacích s vysokým indexem předchozího nasycení byly kulminace vyšší v zalesněném povodí. Hornbeck (1973) zkoumal změny objemu přímého odtoku pro významné odtokové situace v Hubbard Brook Experimental Forest v New Hampshire. V odlesněném povodí detekoval zvýšené objemy přímého odtoku

v jarním období v důsledku tání sněhu, v letním období byl podíl přímého odtoku naopak menší v nezalesněném povodí.

Les je potřeba vnímat jako komplex působících faktorů, v němž vedle samotného porostu hraje významnou roli charakter a variabilita půdní pokrývky. Interakce mezi lesy a půdami zůstává šedou oblastí v hydrologickém poznání. Většina výzkumů předpokládá, že lesy obecně mají tendenci snižovat odtok z povodí. Evapotranspirace lesů způsobuje úbytek půdní vlhkosti. Nicméně je třeba zvážit, že intercepce a transpirace lesů jsou daleko nižší než množství srážek spadlých během přívalových povodní. Hümann et al. (2011) uvádí, že transpirace lesních porostů (4–10 mm/den) zvyšuje úbytek půdní vlhkosti a spolu s ní zvyšuje i retenční kapacitu půdy. Podobné hodnoty (5 mm/den při bezesrážkovém, slunném průběhu počasí) uvádí pro lesní porost i Krečmer et al. (2003). Transpirace hustého travního porostu (až 8 mm/den) je ale s lesními porosty srovnatelná. Výdej vody porostem (transpirace) činí u lesního porostu až 60 % srážkového úhrnu, u lučních ekosystémů 50 % a v polních ekosystémech až 40 % (Středa et al., 2008).

Hydrologickou odezvu půd na srážky studovali pod různými typy krajinného pokryvu ve Španělsku Jordán et al. (2008). Využití půdy určuje prostorové rozložení dynamiky půdní vody tím, že ovlivňuje infiltraci a míru odtoku nebo evapotranspiraci, zejména během vegetačního období. Mozaika různých druhů hydrologických reakcí na srážky, jako je tvorba odtoku nebo infiltrace, se řídí prostorovým rozložením vegetace a jeho vlivu na půdní povrch. Největší odtok byl naměřen na vřesovišti a zatravněné části svahu. Tesař et al. (2004c) sledovali vliv vegetačního porostu (kleč, smrkový les, louka) a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš. Konstatovali, že v podmínkách, kdy se nemění plocha transpirující vegetace, se nemění ani vodní režim povodí (mimo suché podmínky, extrémní z hlediska růstu rostlin), a to vcelku nezávisle na druhovém složení vegetace.

Vlivem lesního vegetačního krytu na odtokové poměry se v rámci ČR mj. zabývaly práce Bíby et al. (2001), Chlebka et al. (1997) a ucelená studie Kantora et al. (2003). Kantor et al. (2003) srovnávají ve své práci míru intercepce pro bukovou a smrkovou kmenovinu (Tab. 2). Z ní pak vyplývá, že průměrná hodnota míry intercepce pro buk činí 15,5 % srážek z volné plochy, pro smrk pak udává průměrnou hodnotu 31,5 % srážek z volné plochy. Rovněž zdůrazňuje nemalý vliv stoku po kmeni, který hraje v celkové bilanci zvláště v kmenovině s hladkou borkou (např. acidofilní bučina) nezanedbatelnou roli (viz např. Kantor et al., 2003; Beven, 2002). Smrkové porosty hrají nezastupitelnou roli i v zachycování horizontálních srážek zejména v zimním období.

Významným faktorem vedoucím ke změnám procesů tvorby odtoku mohou být i lesní disturbance (větrné kalamity, napadení kůrovcem). Bernsteinová et al. (2015) zjistili, že v období po kůrovcové kalamitě na Šumavě, kdy došlo ke ztrátě 30 % plochy smrkových porostů, se v rámci hydrologické bilance povodí navýšil odtok o 11 %. Odpovídající evapotranspirační ztráta měla za následek zvýšení zásob podzemní vody a nárůst malých průtoků na podzim. Langhammer et al. (2015) potvrdili, že rozsah změn v hydrologickém režimu a jeho dlouhodobých trendech časově koresponduje se zjištěným nárůstem teploty

vzduchu a lesními disturbancemi. Naznačuje to, že může existovat vztah mezi identifikovanými změnami odtokového režimu a měnícím se přírodním prostředím.

Tabulka 2 - Srovnání intercepce a stoku po kmeni v bukovém a smrkovém porostu (Kantor et al., 2003)

Autor	Smrková kmenovina [%]			Buková kmenovina [%]		
	porostní srážky			porostní srážky		
	intercepce	podkor. srážky	stok po kmeni	intercepce	podkor. srážky	stok po kmeni
<i>Aussenac</i> (1969)	34	64	2	17	76	7
<i>Delfs et al.</i> (1958)	36	63	1	–	–	–
<i>Kantor</i> (1980)	25	73,5	1,5	13	72	15
<i>Krečmer</i> (1983)	27	72	1	–	–	–
<i>Molčanov</i> (1960)	31	68,5	0,5	–	–	–
<i>Válek</i> (1977)	40	58	2	10	71	19
<i>Weihe</i> (1973)	33	66,5	0,5	19	61	20
<i>Zelený</i> (1971)	29	69	2	18	71	11
Průměr:	31,88	66,81	1,31	15,40	70,20	14,40

Na významný vliv typu vegetačního pokryvu na retenci vody při extrémních srážkách (srážkový úhrn nad 60 mm), které způsobují povrchový odtok, upozornily studie Czelise a Spitze (2003), Prudkého (2003), Kuřika (2000) a Tesaře et al. (2004c). Podle Hümana et al. (2011) závisí tvorba odtoku a retence vody v území hlavně na specifických místních a půdních podmínkách. Tyto podmínky mají větší vliv na tvorbu odtoku než různý typ lesa. Přínos lesa pro zmírnění odtoku a snížení kulminačních průtoků je nejvýraznější v případě malých častých povodní.

Ve studii Kantora et al. (2003) je ilustrován na konkrétním příkladě infiltrace extrémní srážky středně těžkou lesní půdou nezastupitelný vliv lesní půdy na odtokové poměry. Z úhrnu srážky 234 mm oteklo povrchovým odtokem 59 mm (25,2 %), 33 mm (14,1 %) zaplnilo gravitační póry a 142 mm (60,7 %) bylo zadrženo lesní půdou (Tab. 3). Půda tedy transformovala 75 % objemu katastrofální srážky 234 mm na 25 % povrchového odtoku.

Tabulka 3 - Infiltrace v lesní půdě (Kantor et al., 2003)

Půdní horizont	Retence		Rychlost perkolace		Objem infiltrace [mm]	Srážkový úhrn [mm]
	statická	detence	[mm.min ⁻¹]	[m.den ⁻¹]		
Povrch	–	3	–	–		
A0	23	10	6,6			
A0	37	19	2,8			
B1	39	20	1,1			
B2	43	11	0,6			
C	–	–	0,13			
Σ	142	63	–	–	175	234

Je však nutné konstatovat, že celý proces transformace ovzdušné srážky půdou závisí na momentální půdní vlhkosti. Je-li obsah vody v půdě blízký plné vodní kapacitě půdy, statická retence vody v půdě nenastane a do půdy může infiltrovat pouze takové množství, které podpovrchovým nebo základním odtokem odeče do vodního toku. Z citovaného experimentu vyplývá důležitý závěr, totiž že i při katastrofálních úhrnech ovzdušných srážek se uplatní retenční účinek lesů ve snížení kulminací velkých vod vlivem hypodermického a podzemního odtoku vyvolaných lesní půdou. Velká voda kulminuje se zpožděním za kulminací

povrchového odtoku. Retencí části srážkového úhrnu zadržením v lesní půdě se sníží objem průtoku na počátku povodně, což vede nutně k prodloužení časového intervalu do kulminace povodně. Ukázalo se tedy, že dominantní roli ve srážko-odtokových procesech hraje půda (Kantor et al., 2003).

2.4 Vliv půdního pokryvu

2.4.1 Vodní režim půd

Střídavé plnění půdy srážkami, prázdnění transpirací a občasným výtokem do podložních vrstev vytváří děj, který se označuje jako vodní režim půd. Půda se chová jako průtočná nádrž, která se zaplňuje srážkovou vodou a prázdni odběrem vody na transpiraci rostlin. Během vegetační sezóny zásoba půdní vody kolísá mezi dvěma typickými hodnotami – maximální a minimální. Maximum odpovídá takovému zaplnění půdy vodou, kdy infiltrace dalšího deště vyvolá nestabilní podmínky v půdě a vznik odtoku z půdy do podloží. Minimum odpovídá takovému zaplnění půdy vodou, kdy nedostatečná vlhkost půdy znemožní další odběr vody na transpiraci (Tesař et al., 2001).

Ve vegetačním období, kdy se v hydrologickém cyklu výrazně projevuje transpirace, hrají podstatnou roli ve vodním režimu půdy rostliny. V teplých obdobích s malými nebo žádnými srážkami zpravidla nevytéká voda z půdy do horninového podloží. Voda z půdy je odebírána rostlinami pro potřeby transpirace. Tím se půdní nádrž prázdni, což se projevuje zmenšováním vlhkosti půdy. Případné malé srážky jsou v půdě akumulovány. Voda v toku je tvořena výtokem z horninového podloží (tzv. základní odtok). V bezesrážkovém období základní odtok s rostoucím časem klesá. Při velké srážce se půda vodou rychle nasytí a přestane akumulovat vsakující srážkovou vodu. Voda pak z půdy vytéká do horninového podloží tak, že se vytváří objemově významné výtokové oscilace. Ty se na velkém povodí díky plošné heterogenitě srážek, půd a rostlinného krytu nekonají nikdy současně, takže jejich vliv na průtok v závěrovém profilu povodí není výrazný. Avšak na malém povodí je plošná synchronizace výtokových oscilací běžnou příčinou tvorby výrazných odtokových vln. Takto vzniklé odtokové vlny mají v horských podmínkách ostrý nástup, protože prosakující srážky nejsou utlumeny ani v půdě, ani v nepříliš dlouhém a zpravidla mělkém transportním kolektoru, tvořeném vysoce propustnými zvětralinami na skloněném, málo propustném skalním podloží (Šír a Tesař, 2003).

Vliv různého vegetačního pokryvu (kleč, smrkový les, louka) a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš, Jizerských hor a Šumavy sledovali Tesař et al. (2004a). Autoři ověřovali, zda lze narušením desukce po vytěžení porostu na holinách předpokládat lokálně výraznou změnu vlhkosti půdy. Největší vlhkost byla zjištěna pod kosodřevinou, především kvůli vysokému obsahu rašeliny v půdě. Nejnížší vlhkost byla zjištěna na obou lokalitách s trvalým travním porostem. Je to způsobeno nízkou retenční kapacitou převážně minerálních půd. Organozemě pod kosodřevinou vodu akumulují, takže i malé množství srážek způsobí výrazné zvýšení vlhkosti půdy. V suchém období je evidován postupný pokles půdní vlhkosti transpirací rostlin. Snížení vlhkosti půdy ve svrchní vrstvě je u každého vegetačního pokryvu zhruba stejné. Dokazuje to, že různý vegetační pokryv transpiruje stejně.

K podobným závěrům dospěli i Chlebek a Jařabáč (1988), kteří zjistili, že postupné obnovní zásahy na méně než 50 % plochy povodí neovlivnily roční odtoková množství vody.

Je třeba zdůraznit, že závěry o nezávislosti vodního režimu půd na vegetačním pokryvu nejsou platné během sucha. Za těchto podmínek je schopnost udržení vody v rostlinách rozmanitá a je výrazně ovlivněna schopností daného vegetačního pokryvu. To potvrzují např. studie vodního režimu půd ze subtropických oblastí, kde nedostatek vody reprezentuje omezující faktor růstu rostlin (Scott a Lesch, 1997).

Středa et al. (2008) ve své práci konstatují, že vzrostlý lužní les je oproti jiným stanovištím poměrně značným konzumentem půdní vláhy, přičemž značná část jeho spotřeby je kryta zdroji podzemní vody. Po odlesnění dochází ke zvýšení půdních vlhkostí, které se udržují na poměrně vysokých hodnotách i ve vegetačním období. K obdobnému závěru dochází i Gálhidy et al. (2006). Vztah mezi hladinou podzemní vody a objemovou půdní vlhkostí je ve všech případech poměrně těsný. V mělkých vrstvách půdy, odkud čerpají rostliny vláhu ve zvýšené míře, je těsnější ve vegetačním období. Dokazuje to dříve uvedenou skutečnost, že snížení hladiny podzemní vody může vést ke zvýšení stresu z nedostatku vláhy a projevit se sníženými přírůstky biomasy.

Pivec a Brant (2004) sledovali změnu vlhkosti v půdě na několika typech zemědělské půdy (černý úhor, spontánní úhor, cíleně ozeleněný úhor, porost řepky). Analýza dynamiky denních změn vlhkosti půdy ukázala, že největší zpoždění nárůstu i poklesu vlhkosti ve svrchní vrstvě půdy se děje u cíleně ozeleněného úhoru. Hovoří to pravděpodobně o transportu vody k povrchu z větších hloubek.

2.4.2 Transport vody v půdě

Půda je z hlediska transportu vody spleť pórů zaplněných vodou nebo vzduchem. Póry vytvářejí navzájem propojenou síť, která se v čase mění. Zaplnění pórů v jednom okamžiku je statickým snímkem transportních pochodů. S tím, jak půdou proudí voda, se mění zaplnění pórů. Dynamika půdní vody vysvětluje transport vody v půdě jako posloupnost statických stavů (Šír a Tesař, 2003).

Z hlediska transportu vody v půdě se dříve uvažoval předpoklad časové a prostorové spojitosti přenosových dějů. V zásadě to znamená, že proudění musí být kvazistatické a půda nesmí obsahovat prostorově korelované strukturní nehomogenity. Tento předpoklad však nelze uplatnit na následující případy proudění vody v půdě, které v přírodních podmínkách dominantně ovlivňují transformaci srážky na odtok z půdy a z celého povodí:

1) Model proudění v homogenní půdě

V závislosti na stupni zaplnění pórové sítě vodou dochází ke střídání dvou odlišných režimů proudění vody v půdě:

- proudění difuzního typu DTF (diffusion type flow) v půdě sušší;
- nestabilitou hnané proudění (perkolační) IDF (instability driven flow) v půdě vlhčí.

Tomu odpovídá střídání dvou fází vodního režimu půd – fáze perkolační (probíhá IDF) a fáze akumulační (probíhá DTF). V akumulační fázi se srážky v půdě zachytávají – půda srážky zeslabuje, v perkolační fázi srážka půdou protéká – půda srážky nezeslabuje ani nezeslabuje. Zvratným bodem mezi nimi je okamžik, kdy gravitační síly, působící na vodu, překonají kapilární síly stabilizující vodu v pórech. Dosavadní difuzní charakter proudění se změní na proudění perkolační, voda v pórech se uvolní a prudce odteče. Odtokem dostatečného množství vody z půdy dojde k následnému zvratu proudění zpět k výchozímu difuznímu typu. Podstatným rysem je, že proudění obou typů se může střídat v těch samých pórech. Sama struktura půdy totiž nerozhoduje o tom, kde a kdy bude probíhat jaký typ proudění.

Oba mechanismy se uplatňují při tvorbě dešťového odtoku v horských podmínkách v ČR (Tesař et al., 2004a). Střídání perkolačních a akumulačních fází ve vodním režimu půd bylo pozorováno na experimentálních horských povodích na Šumavě (700–1100 m n. m.) a v podhorské oblasti Novobystřické pahorkatiny (500–700 m n. m.) (Eliáš et al., 2002). Experimentální oblasti jsou pokryty typickou hnědou půdou kyselou. Na obou pracovištích byly získány shodné závěry:

- a) Zásoba půdní vody se pohybuje mezi minimální a maximální hodnotou po celou vegetační sezónu. Tyto hodnoty se v průběhu mnoha měřených vegetačních sezón nezměnily.
- b) Limitní hodnota sacího tlaku, znemožňující odběr vody na transpiraci rostlin, je každou vegetační sezónu shodná, pro travní porost činí asi -60 kPa.
- c) Srážka, jejíž infiltrace znamená překročení maximální zásoby půdní vody, vyvolává vždy odtok vody z půdy do podloží.
- d) Nedostatek vody na transpiraci rostlin způsobuje výpadek chlazení krajiny, který se projevuje významným vzestupem teploty půdy a ovzduší.

Ze závěrů plyne, že maximální a minimální zásoba půdní vody jsou zřejmě analogií pojmů polní kapacita a bod vadnutí v měřítku půdního profilu (Tesař et al., 2001).

2) Model půdy se strukturními nehomogenitami (makropóry, pukliny)

Tento model proudění je založen na předpokladu dvojitého porézního půdního prostředí a zahrnuje v sobě také dva mechanismy pohybu vody v půdě:

- proudění vody v půdní matici (soil matrix);
- proudění vody ve strukturních nehomogenitách - makropórech (macropores).

Zásadní odlišností od prvního modelu je to, že o charakteru proudění v kterémkoliv póru rozhoduje struktura půdy. Nemůže se tudíž stát, že by se charakter proudění v jednom póru střídal. Zvratem, který v tomto modelu půdy způsobuje změnu charakteru transformace srážky na odtok, je aktivace proudění ve strukturních nehomogenitách. Pokud k aktivaci nedojde, srážka se v půdě akumuluje (půda srážku zeslabuje). Dojde-li k aktivaci proudění ve strukturních nehomogenitách, srážková voda jimi začne protékat bez podstatné retence (půda srážku výrazně nezeslabuje, ale ani nezeslabuje). Model proudění v půdě se strukturními nehomogenitami rovněž vysvětluje, jak dojde k zesílení srážky při průtoku půdou. Při aktivaci

proudění ve strukturních nehomogenitách může dojít k tzv. sifonovému efektu, Odteklé množství vody bude zvětšené o objem sifonu, což v překladu znamená, že srážka je „zesílena“ o vodu zachycenou v půdě před deštěm ve strukturních nehomogenitách (Šír a Tesař, 2003).

Oba modely půdy se na hydrologické úrovni odlišují ve dvou podstatných rysech:

- Model homogenní půdy říká, že k aktivaci perkolačního proudění dojde malým zvětšením vlhkosti půdy kdekoli v půdním profilu nad určitou prahovou hodnotu. V modelu půdy se strukturními nehomogenitami dojde k aktivaci proudění v nich přítokem nadprahového množství vody na povrch půdy.
- Dojde-li k uvolnění vody stabilizované v půdě – „zesílení“ srážky, pak v modelu homogenní půdy se uvolní voda z pórů půdní matrice, kdežto v modelu půdy se strukturními nehomogenitami se uvolní voda z těchto nehomogenit, nikoliv voda z půdní matrice.

Bronstert et al. (2002) popisují proudění v makropórech jako jednoduchou lineární nádrž, která interaguje s půdní matricí. Infiltrace do makroporů nastává při překročení infiltrační rychlosti (z povrchu půdy do systému makropórů) nebo při překročení retenční kapacity (u okolní půdní matrice do systému makropórů). Vliv makropórů na tvorbu odtoku je značně závislý na charakteristikách srážek a předchozí půdní vlhkosti. Ve své studii simuloval dvě významné odtokové události způsobené různým typem srážkové situace (konvektivní a advektivní) na území s různým využitím krajiny. Při obou typech situací byla zjištěna lepší modelová shoda při uvážení vlivu makropórů. Větší rozdíly mezi reálným a modelovaným průtokem byly detekovány při konvektivní události, protože rychlý podpovrchový odtok (generovaný při advektivní události) je mnohem méně ovlivněn změnami ve využití krajiny.

Graham et al. (2010) zjistili, že boční podpovrchový odtok (lateral subsurface flow) je dominantním tokem v dobře vyvinuté síti preferenčních cest (preferential flow network) na rozhraní mezi půdním profilem a propustným podložím (permeable bedrock). Potvrdili, že na výslednou hodnotu odtoku mají vliv struktura půdního prostředí a propustné podloží (faktory plnění a prázdnění) i deficit půdní vlhkosti (doba trvání mezi srážkami a potenciální evapotranspirace). Z jejich experimentu vyplývá z toho, že v oblasti Nového Zélandu mají větší potenciální dopad na dynamiku odtoku geologické faktory než klimatické.

Monitorování složek hydrologické bilance v experimentálních povodích v Jizerských horách prokázalo, že podpovrchový a podzemní odtok jsou dominantní složkou plošného odtoku ze sledovaného povodí (Šanda et al., 2006). Množství, dynamika a variabilita podpovrchového odtoku jasně prokazuje dominantní podíl preferenčních cest při tvorbě odtoku z půdního profilu. Vysoká hydraulická vodivost vrchní půdní vrstvy a existence preferenčních cest v celém půdním profilu způsobuje, že nedochází k zatopení povrchu a k povrchovému plošnému odtoku. Půdní profil je podstatný pro tvorbu hydrogramu odtoku, provádí převážnou část celkového podpovrchového odtoku, během přívalových dešťů pak celý rychlý podpovrchový odtok. Pro proudění vody pod povrchem má zásadní důležitost heterogenní profil hnědé půdy. Ve zvětralínovém plášti žuly a v rašelinném prostředí je pohyb vody velmi

omezený. Významný vliv na tvorbu odtoku má mikrotopografie povrchu terénu a podloží spádového území.

Vztah mezi vlhkostí půdního profilu na svahu a odtokem z povodí lze korelovat. Rozdílné počáteční vlhkostní podmínky, velikost a doba trvání srážky v prostředí s makropóry zásadně ovlivňují proces infiltrace i odtoku zapojením odlišných cest proudění. V průběhu výzkumu Šanda et al., (2006) odhadli, že v rámci jedné srážko-odtokové epizody tvoří zhruba 75 % stará voda a z toho 50 % tvoří voda z mělké podpovrchové půdy na svazích. Autoři zjistili, že okamžitá vlhkost v půdním profilu závisí na historii plnění půdních pórů. Půdní profil se blíží nasycení v období podpovrchového odtoku během událostí.

Vlček et al. (2017) ověřovali existenci dominantního typu podpovrchového proudění ve dvou rozdílných typech půd (kryptopodzol a organozem) za pomoci stopovacího experimentu v centrální Šumavě. Stopovací experiment potvrdil u kryptopodzolu hloubkovou perkolaci, ale spíše než mělký podpovrchový odtok byla zjištěna přítomnost "biomat flow" (Gerke et al., 2015). U organozemě se po nasycení potvrdil povrchový odtok a "biomat flow" v akrotelmu. Navíc se ukázala existence preferenčních cest (pipeflow) v katotelmu podél částečně rozložených kmenů nebo kořenů.

2.4.3 Retence vody v půdě

Retenční kapacita půdy (resp. její část využitelná rostlinami) a on ní odvislá zásoba vody v půdě se určuje především při hodnocení vlhkostních poměrů zemědělských, ale i lesních půd s ohledem na vláhové potřeby porostu. Má však význam i při sledování tvorby odtoku z povodí. Retenční vodní kapacita půdy odpovídá takovému maximálnímu množství vody, které může půda udržet po delší čas. Stanovuje se v polních podmínkách a nazývá se polní vodní kapacita. Jde o vlhkost půdy, která odpovídá stavu, kdy všechna voda z gravitačních pórů otekla a voda je vázána převážně kapilárními silami. Takto definovaná retenční kapacita půdy není totožná s retencí povodí, o které se v posledních letech diskutovalo, tj. s množstvím vody, které může povodí zadržet v případě vzniku povodně (Hlaváčiková a Novák, 2015).

Zásoba vody, tj. kvantitativní vyjádření obsahu vody v definované vrstvě půdy, se určuje z retenčních vlastností jemnozeme a z výsledků měření vlhkosti půdy. Potenciální (maximální) zásoba vody v půdě bez skeletu se určuje z retenční křivky a z hydrolimitů (tj. jejich charakteristických bodů). Jak uvádí Scherrer a Naef (2003), nejen retenční vlastnosti půdy, ale i přítomnost systému efektivních makropórů a jejich interakce s půdní maticí určují, jaké množství vody je půda schopná zadržet. Hustý systém makropórů v propustné půdní matici zvyšuje interakci mezi preferenčními cestami a půdní maticí. Voda se distribuuje v celé vrstvě půdy a využívá se její plná retenční kapacita. Naopak, když je půdní matrice málo propustná, obklopená makropóry, pak je odtok z makropórů do půdní matrice limitovaný a retenční kapacita půdního profilu nemůže být plně využita.

Vlček (2017) ve své práci poznamenává, že samotná definice "retence vody v půdě" není jednoznačná a je často chápána různými autory jinak. Nejčastěji se hovoří o retenční kapacitě půdy jako o rozdílu plné vodní kapacity a reziduální vlhkosti. V některých případech se za retenční kapacitu uvažuje polní kapacita, tedy ustálený stav vody vázané pouze v kapilárních

pórech. Jak sám autor zmiňuje, pro popis tvorby odtoku je nutné uvažovat i retenci vody v gravitačních pórech (makropórech). Z pohledu celkového retenčního potenciálu je následně možné využít plnou vodní kapacitu, která určuje maximální objem pórů (gravitačních i kapilárních), které se můžou zaplnit vodou během intenzivního zvlhčení. Tato veličina lze přirovnat k efektivní pórovitosti definované Bearem (1971) jako volný prostor bez dlouhodobě zadržené vody.

Retenční kapacita půd podstatně ovlivňuje transformaci srážky na odtok z povodí. Výtok vody z půdy do podloží, vyvolaný vsakem srážky, který způsobí překročení retenční kapacity půdy, může způsobit povodňovou vlnu, případně povodňovou vlnu tvořenou převážně povrchovým a hypodermickým odtokem zvětšit. Díky prostorové variabilitě půd je výskyt plošně synchronního výtoku z půdního profilu do podloží méně pravděpodobný pro velká povodí, ale pro malá povodí z plochou do 10 km² tato pravděpodobnost strmě stoupá (Lichner et al., 2004). Do klasického srážko-odtokového vztahu tak vstupuje další parametr – aktuální retenční kapacita půdy, tedy rozdíl mezi maximální a aktuální zásobou půdní vody. V typické hnědé půdě pokrývající horské a podhorské krajiny střední Evropy činí maximální retenční kapacita půdy asi 50–60 mm (Tesař et al. 2001).

Pro kvantifikaci retenční kapacity lesních půd v experimentálním povodí „U Dvou louček“ v Orlických horách použili Švihla et al. (2006) metodu s využitím retenčních křivek. Celková retence byla stanovena na 29,4 mm a 31,1 mm, což představovalo cca 75 %, resp. 67 % spadlých srážek a přibližně 22 % celkové retenční kapacity půd. Retence dynamická regulovala 89 %, resp. 69 % objemu odtoku velkých vod. O celém procesu transformace srážko-odtokového vztahu rozhoduje počáteční vlhkost půdy. Při první vlně byla lesní půda plně nasycena kapilární vodou, retence statická se neuplatnila a transformační proces proběhl jen v zóně makropórů. Oteklo proto 85 % ovzdušné srážky. Ve druhé vlně se uplatnila i retence statická, což vedlo k odtoku jen 41 % ovzdušné srážky. Vyšší než průměrnou retenční kapacitu půd na povodí „U Dvou louček“ konstatovali později Švihla et al. (2014).

Na základě infiltračních experimentů v experimentálních povodích Liz a Zábrod na Šumavě odhadovali Lichner et al. (2004) retenční kapacitu místních půd. Vzhledem k tomu, že na počátku diskutovaných infiltračních experimentů nebyl půdní profil proschlý tak, aby znemožňoval transpiraci, lze předpokládat, že retenční kapacita půdy je o něco větší než v experimentu stabilizovaných 60–75 mm. Tenzometrický monitoring vodního režimu půd ukazuje, že retenční kapacita půdy je na stanovištích Liz, Zábrod – pole a Zábrod – louka asi 60–90 mm (Tesař et al. 2001). Ve stejném rozmezí 60–90 mm se pohybuje retenční kapacita půd v Krkonoších, Jizerských horách a v Novobystřické pahorkatině (Eliáš et al., 2002). Na všech zkoumaných lokalitách je půdní pokryv tvořen hnědými půdami horského nebo vysočinného typu, i když vzniklými na různých geologických substrátech. Lichner et al. (2004) tedy uzavírají, že retenční kapacita v rozmezí 60–90 mm je typická pro převládající půdní pokryv hor a vysočin. Nejspíše je to proto, že podobné klimatické a výškové podmínky vedou ke vzniku podobných půd (Eliáš et al., 2002). Tím se také vysvětluje, proč deště o úhrnu nad 60 mm v podmínkách krystalinika vyvolávají zpravidla povodně.

V lesných horských pôdach se kromě pôdnej matrice a systému makropórů nachází i veľké množstvo skeletu (šterk, kameny a balvany). Skelet v porovnaní s jemnozemi dokáže zadržať len malé množstvo vody. Zároveň svojí prítomnosťou snižuje objem jemnozemě a tým snižuje celkovou retenčnú kapacitu pôdneho profilu.

Vlivem skeletovitosti na odtokovou odezvu pôdneho profilu se zabývali Hlaváčiková a Novák (2015). Zjistili, že retence pôdneho profilu s větším podílem skeletu je mnohem nižší než v pôdach bez skeletu. Z toho vyplývá, že odtok (podpovrchový aj povrchový) se vytváří v kamenitých pôdach dřív než v pôdach bez skeletu. Proto je možné předpokládat, že reakce kamenitých půd bude při tvorbě odtoku rychlejší.

Při infiltraci vody do půdy v nasycených podmínkách platí, že čím je vyšší obsah skeletu, tím je nižší míra infiltrace a spodní výtok do podzemí (nasycená hydraulická vodivost s vyšším obsahem skeletu klesá). Infiltrace srážek s nižší intenzitou než je infiltrační rychlost se chová opačným způsobem. Čím je vyšší obsah skeletu a/nebo vyšší obsah vody v půdě, tím je rychlejší výtok ze spodních vrstev půdy (hloubková perkolace – deep percolation). Toto chování vychází ze skutečnosti, že kameny a vysoký počáteční obsah vody v půdě snižují dostupnou retenčnú kapacitu a následně zvyšují nenasycenou hydraulickou vodivost. To může být klíčovým faktorem, který vysvětluje rychlou odtokovou reakci povodí Jaloreckého potoka, ve kterém dominují kamenité půdy (Hlaváčiková et al., 2015).

Retenční potenciál půdy, myšleno nejen jako dlouhodobé zadržení půdy, ale i retardace odtoku a postupné uvolňování vody do toku, však nespočívá jen pod povrchem. Půda vytváří retenční prostory i na svém povrchu, např. projevy pedoturbace nebo vývraty stromů (Vlček, 2017). Díky tomu je pak povrch pokryt systémem malých sníženin s nízkou hydraulickou vodivostí (Rizzuti et al., 2004), kde se zadržená voda pomalu infiltruje do půdy.

2.4.4 Vliv nasycení půdy na odtok

Hodnota retenční kapacity se v čase mění, hlavně díky pôdnej vlhkosti, a u zamokřených ploch také díky výšce hladiny podzemní vody. Každý pôdny typ vytváří svými pedologickými vlastnostmi (textura, struktura aj.) specifické prostředí, které určuje směr proudění a dobu zdržení infiltrované vody. Díky tomu je možné kategorizovat chování pôdnej vody během srážkových událostí, a tím i zpřesnit predikci chování odtoku během těchto událostí (Boorman et al., 1995). U hydromorfních půd může hladina podzemní vody hrát důležitou úlohu především v místech, kdy se téměř po celý rok drží blízko povrchu a vytváří tím minimální prostor pro retenci (Boorman et al., 1995; Evans et al., 1999; Vlček et al., 2012).

Pokud mají zamokřené půdy v rámci rozlohy povodí výraznější zastoupení, mohou hrát významnou roli v odtokovém procesu. Díky nasycenosti půdy je retenční kapacita velmi malá či žádná, nedochází k infiltraci a srážková voda odtéká ve formě povrchového odtoku i při velmi malých srážkách. Při výrazných srážkách to pak může mít za následek zvětšení případné povodňové vlny. Na druhou stranu mohou být zamokřené plochy rovněž významným zdrojem základního odtoku v obdobích bez srážek (Kalkus, 2016).

Kulasová et al. (2014) zmiňují, že odhad předchozího nasycení povodí při modelování průtoků zůstává jedním z nejobtížnějších problémů v hydrologickém modelování. Zejména

existují otazníky v tom, jak nejlépe reprezentovat účinky předchozího stavu nasycení povodí na koeficienty odtoku a kulminační průtok.

2.5 Vliv odvodnění

Vodní režim malých povodí významně ovlivňuje existence a aktuální stav četných hydromelioračních systémů. Disponují-li zemědělské a lesní půdy, které samy o sobě zásadním způsobem ovlivňují využití atmosférických srážek, navíc tyto vodohospodářsky aktivní systémy, představují o to účinnější regulační nástroj v oblasti vodní hospodářství. Drenážní odtok, jako frakce celkového odtoku vod z povodí velké části drobných vodních toků, je specifickou hydrologickou charakteristikou. Často však schází jeho přesnější kvantifikace, neboť ta závisí na řadě měnících se přírodních a technických podmínek. Odvodnění ovlivňuje prvotně režimy mělkého podpovrchového odtoku a vodní bilanci nasaturované zóny, nepřímo pak odtok povrchový a podzemní a následně další složky životního prostředí (Kulhavý a Čmelík, 2011).

Dle podstaty provedení se odvodňovací opatření dělí na biologická a technická, technická pak následně na podzemní a povrchové. Podzemní odvodnění má nejčastěji podobu perforovaných trubek (trubková drenáž), povrchové má charakter sítí otevřených drenážních příkopů a vodotečí.

2.5.1 Zemědělské odvodnění

Odvodnění patřilo ve 2. pol. 20. století k nejrozšířenějším melioračním opatřením na zemědělských plochách. Upřednostňovalo se podzemní (nejčastěji trubkové) odvodnění, jelikož nenarušuje celistvost plochy a nebrání tak maximálnímu hospodářskému využití zemědělské plochy. Hlavním cílem bylo upravení hladiny podzemní vody pro maximální výnosnost pěstovaných plodin.

Všeobecně se ukazuje, že podpovrchová drenáž, fungující v podstatě jako systém výrazných preferenčních cest, pozitivně působí na tlumení povrchového odtoku prostřednictvím zvýšení infiltrace a retence půdy (Schilling a Helmers, 2008; Montagne et al., 2009; Kuráž a Soukup, 2004, Soukup et al., 1999). Díky tomu by mělo odvodněné povodí mít nižší kulminační průtok a delší dobu dotoku vody z povodí. Zároveň je třeba dodat, že rozhodující roli hrají další faktory (např. hydrotechnické, podíl odvodněné plochy, fyzicko-geografické podmínky, nasycenost půdního horizontu). Zásadní je pochopitelně funkčnost celého drenážního systému (stáří, údržba).

Odvodnění zvyšuje retenční potenciál půd vyprázdněním gravitačních pórů a tak vyrovnává odtok. Tento předpoklad je bezesporu správný, i když navýšená retenční kapacita, bývá jen minimálně využívána, neboť po infiltraci do půdního profilu je voda velmi rychle transformována na rychlý drenážní odtok (Kulhavý et al., 2010). Podíly drenážních vod na celkovém odtoku z povodí mohou být velmi významné. Vyšší podíl je v periodách sušších (může se blížit až k 100 %), zatímco v období s vydatnějšími srážkami se podíl drenážních vod zpravidla snižuje (Kulhavý a Čmelík, 2011).

S tím souvisí riziko tendence vysychání povodí a zvyšování deficitu vláhové bilance v suchých periodách, které se dramaticky vlivem odvodnění zvětšuje. Je evidentní, že

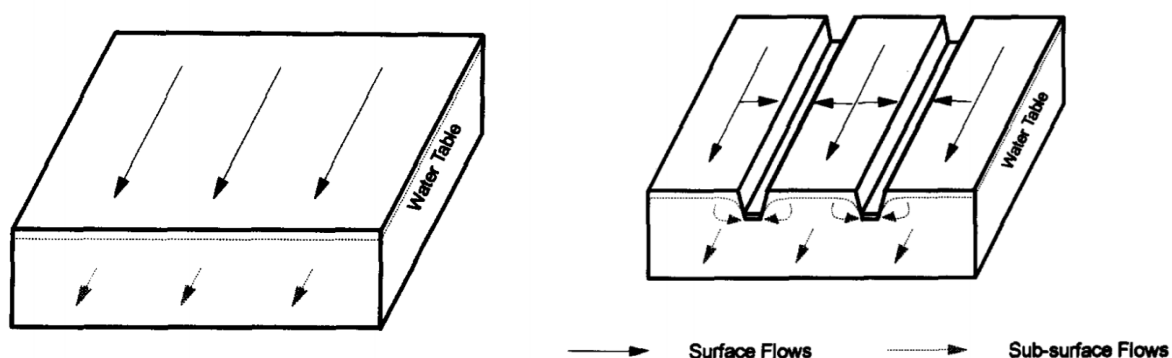
jednostranné odvodnění snižuje zásoby vod v povodí. Pokud tedy bude zájem zachovat zemědělství v krajině, odvodnění k tomu bude přispívat a je třeba zvažovat možnost modernizace systémů na systémy dvoufunkční (závlahově–odvodňovací), resp. zvažovat jejich rekonstrukce pro krátkodobé zdržení drenážního odtoku. To se již neplánovaně děje na pozemcích, kde systémy drenážního odvodnění vlivem údržby přestávají fungovat (Kulhavý a Čmelík, 2011).

2.5.2 Lesní odvodnění

Stejně jako v zemědělství, i v lesnictví se v minulosti odvodňovací opatření používala k dosažení co nejlepšího hospodářského výsledku, tzn. přírůstku objemu dřeva, odolnosti porostů vůči větru a sněhu a jejich správné obnovy (Černohous et al., 2012). Odvodněním se upravují vlhkostní a vzduchové poměry v půdě, snižuje se hladina podzemní vody na požadovanou úroveň vhodnou pro pěstování zvolených druhů dřevin.

Pro lesní prostředí je mnohem podstatnější povrchové odvodnění otevřenými příkopy. V rámci Evropy se první, ručně hloubené odvodňovací příkopy objevovaly v lesích již v 18. století. K systematickému budování odvodňovacích příkopů docházelo od poloviny 19. století ve státech zaměřených na lesní hospodářství a s vysokým podílem zamokřených (rašeliných) půd – Skandinávie, Velká Británie, Rusko a pobaltské země (Remm, 2015). V Čechách byly lesnické hydromeliorace budovány od 18. století zejména kvůli obnově porostu na holosečích, jež jsou velmi náchylné k zamokření. Posledním velkým impulsem pro vznik odvodňovacích systémů v lesním prostředí bylo na našem území likvidování rozsáhlých imisních holin v oblastech horských lesů (zejména oblast Krušných, Jizerských či Orlických hor) vzniklých v 70. a 80. letech 20. století. Mnohé lokality byly navíc poté zasaženy rovněž kůrovcovou kalamitou v 90. letech 20. století (Černohous, 2006).

Vliv přítomnosti povrchových odvodňovacích opatření v povodí je rovněž často diskutován v rámci všeobecné snahy o co nejlepší pochopení srážko-odtokového režimu. Jejich vybudováním dochází ke zvýšení hustoty říční sítě, což může ovlivňovat charakter povrchového i podpovrchového odtoku nebo výšku hladiny podzemní vody. Dunn a Mackay (1996) vysvětlují s pomocí Obr. 4 změnu hydrologického systému při modelaci odvodnění povrchovými příkopy. Pokud je průměrná hladina podzemní vody nad úrovní příkopů, linie odtoku se vytváří napříč svahem a voda se koncentruje jako povrchová voda v příkopech. Tato nová odtoková cesta zvyšuje celkový příspěvek podpovrchového odtoku. Nárůst podpovrchového odtoku vede ke snížení hladiny podzemní vody, což způsobuje větší infiltrační schopnost půdy a snížení množství přímého odtoku. Výskyt povrchových kanálů vytváří linii povrchového odtoku napříč svahem. Tento povrchový odtok má kratší vzdálenost pro dosažení soustředěného povrchového odtoku v příkopech, což má za následek rychlejší odezvu.



Obrázek 4 - Schematický diagram odtoku vody ze svahu s povrchovými příkopy (Dunn a Mackay, 1996)

Studie (Iritz et al., 1994; Sirin et al., 1991) přináší poznatky o prokazatelném vlivu odvodňovacích příkopů na vysoké průtoky během srážko-odtokových epizod, ale i na zvýšení dlouhodobých a nízkých průtoků. Černohous (2006) i Švihla (2001) se shodují, že odvodnění zvyšuje nízké a vyšší střední průtoky a snižuje vyšší průtoky. Na nejvyšší povodňové průtokové vlny pak podle nich nemá odvodnění vliv. Robinson (1986) a Černohous (2006) upozorňují na odlišný vliv odvodnění v různých fázích produkčního (růstového) cyklu lesa. Nejvyšší účinky jsou pozorovány po provedeném zásahu v období počátečního růstu lesa. Se stářím porostu dochází k zazemnění příkopů a jejich zarůstání vegetací. Podle Macouna (1974) dochází bez údržby příkopů do 20 let k ztrátě jejich funkčnosti a obnovení zamokření.

2.6 Vliv sněhové pokrývky

Nezanedbatelný vliv na srážko-odtokový proces v povodí má rovněž množství a prostorové rozložení sněhových zásob a vegetační pokryv je velmi významným faktorem podmiňujícím prostorové rozložení sněhové pokrývky. Zadržuje část sněhových srážek na svém povrchu, zároveň odráží a pohlcuje část sluneční radiace v korunách stromů a tím napomáhá sublimaci. Vegetace má vliv na výšku a charakter sněhové pokrývky na počátku zimy, kdy dochází k akumulaci. Více sněhu leží na mýtinách a loukách, naopak v lese je v důsledku intercepce (zachycení sněhových srážek na korunách stromů) sněhu méně. Rozhodující je zápoj stromů, jeho stáří, dále např. i zdravotní stav (Bartůňková, 2011). U otevřených ploch hraje významnou roli velikost plochy (Pevná, 2013). Podle Kremsy (2008) je na otevřeném prostranství o 20–45 % větší akumulace sněhu než v lese a lesní porost složený z jehličnatých lesů může na svých korunách zadržet až 80 % sněhu. Vegetační kryt má často dominantní vliv na výšku sněhové pokrývky a může překrýt vliv dalších faktorů. Studie v 80. letech 20. století prokázaly vliv lesa na výšku a vodní hodnotu sněhové pokrývky, kdy na otevřených plochách bývá více sněhu než ve smrkových porostech v průměru o 15–50 % více (Brechtel, 1984; Imbeck, 1984).

V zimním období bývá několik kratších nebo delších oblev a při nástupu jarního tání zůstává vlivem zastínění a lesního mikroklimatu více sněhu v lese. Pod korunami stromů pak probíhá tání sněhu déle a s nižší intenzitou než na volné ploše (DeWalle a Rango, 2008). Sledování rychlosti tání sněhové pokrývky v různých typech lesa popisuje Kantor et al. (2007). Výzkumy prokázaly, že tání výrazně ovlivňuje absolutní množství akumulované sněhové pokrývky, její kvalita, struktura a vývoj meteorologické situace (přístup tepla, slunečního

záření a výskyt kapalných srážek). Přímá závislost na typu lesa nebyla nalezena (Hříbík a Škvarenina, 2007). popisují intenzitu tání sněhu v porostu smrku, buku a na lesní mýtině. Nejintenzivnější jarní tání probíhá v mladém bukovém porostu, méně intenzivní tání pak na volné ploše. Jasně nejpomalejší tempo tání je zaznamenáno ve smrkovém porostu (Tab. 4).

Tabulka 4 - Intenzita tání (sublimace) na volné ploše a lesních porostech buku a smrku v jarních obdobích 2004–2006 (Hříbík a Škvarenina, 2007)

Dátum	Plocha	Intenzita topenia/sublimácie (mm.deň ⁻¹)
12. – 26. 03. 2004	bezlesie	15,7
	buk	17,0
	smrek	6,8
17. 03. – 4. 04. 2005	bezlesie	17,1
	buk	19,6
	smrek	3,9
* 1. 03. – 24. 03. 2006	bezlesie	1,5
	buk	1,8
	smrek	0,7
24. 03. – 11.04. 2006	bezlesie	13,6
	buk	14,8
	smrek	4,2

* vzhľadom na skutočnosť že v tomto období 1. 03. – 24. 03. 2006 nedošlo podľa monitoringu SHMÚ k zvýšeniu prietokov v potokoch v BR Poľana predpokladáme, že úbytky vodnej hodnoty snehu boli spôsobené hlavne sublimáciou snehu do atmosféry

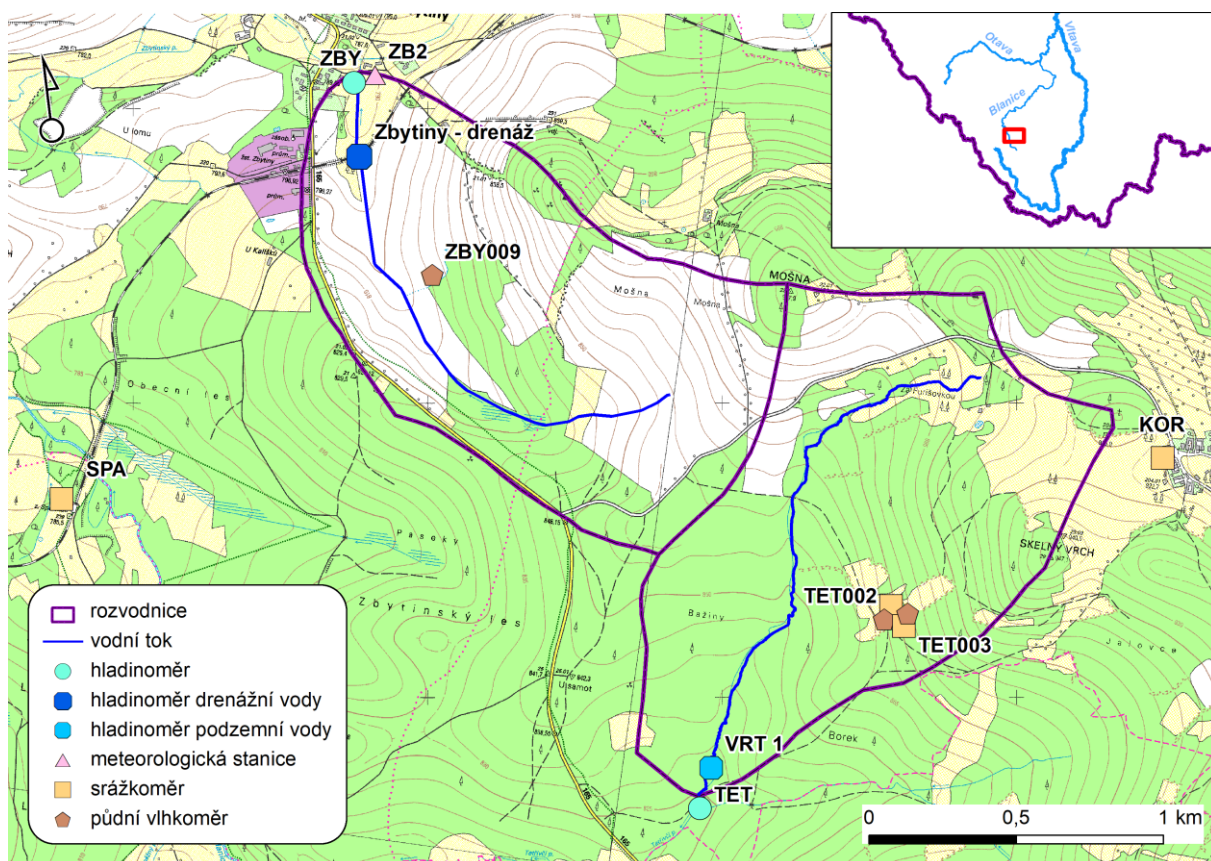
3 Materiál a metody

3.1 Charakteristika zájmového území

Experimentální povodí Zbytinského (ZBY) a Tetřívčího potoka (TET) se nalézají v pramenné oblasti Blanice ve východní části Šumavy poblíž obce Zbytiny v okrese Prachatice (Obr. 5). Reprezentují plošně malá, navzájem sousedící povodí s podobnými fyzickogeografickými a hydrografickými poměry ve výškovém rozpětí 785 až 946 m n. m. (Tab. 5).

Tabulka 5 - Vybrané fyzickogeografické a hydrografické charakteristiky experimentálních povodí

Vybrané charakteristiky povodí	ZBY	TET
Plocha povodí [km ²]	1,55	1,62
Nejvyšší bod v povodí [m n. m.]	906	946
Nejnižší bod v povodí [m n. m.]	785	824
Střední nadmořská výška povodí [m n. m.]	811	851
Délka údolnice [m]	1 933	2 158
Gravelliův koeficient	1,15	1,19
Charakteristika povodí α	0,42	0,42
Sklon povodí [°]	4,95	4,00
Hustota říční sítě [km.km ⁻²]	1,25	1,33



Obrázek 5 - Poloha a vymezení párových povodí

Povodí byla vybrána jako srovnávací, kdy hlavní rozdílnou charakteristikou byl uvažován krajinný pokryv. V případě pošumavských povodí je však hledání dvou téměř identických povodí, které by se výrazně lišily pouze v krajinném pokryvu, velmi obtížné. Téměř vždy je výsledný odtok ovlivněn i jinými faktory, v našem případě konkrétně i odlišným půdním pokryvem nebo charakterem plošného odvodnění (Obr. 6).

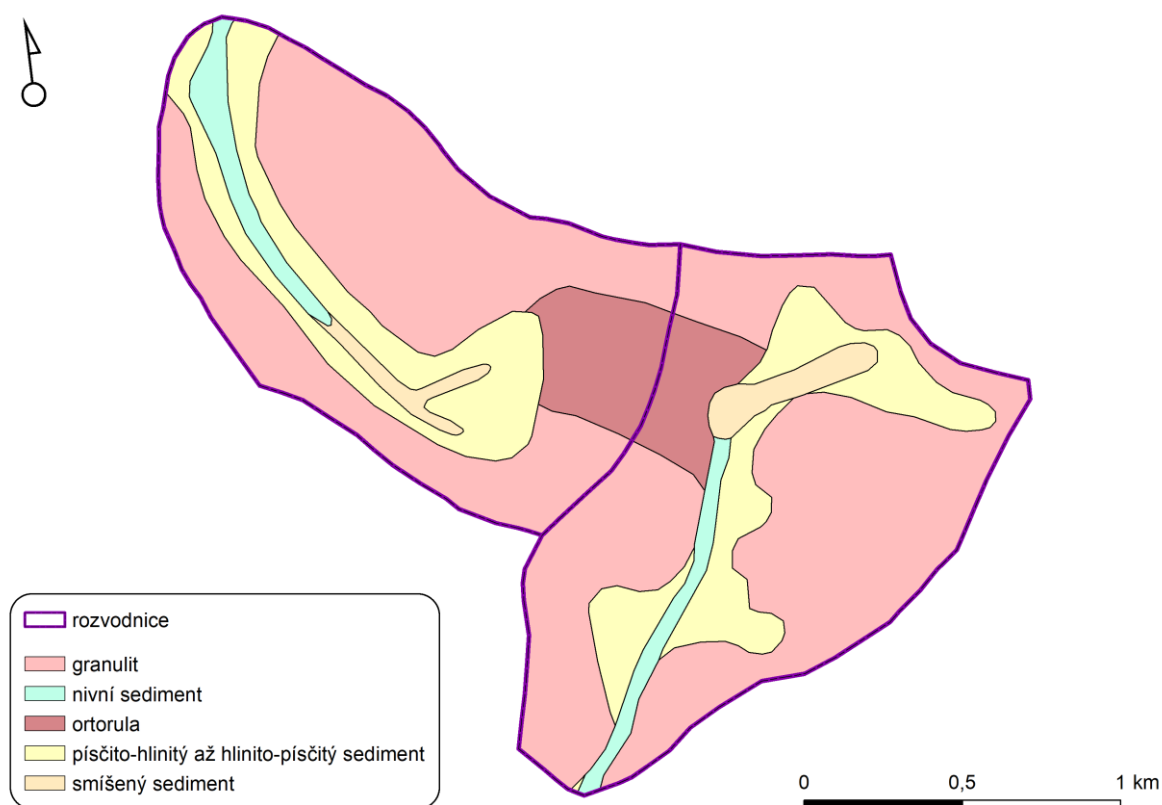


Obrázek 6 - Schéma předpokladů a důsledků srovnávacího výzkumu

3.1.1 Fyzickogeografické poměry experimentálních povodí

3.1.1.1 Geologie

Povodí Zbytinského potoka je tvořeno dvěma skupinami hornin. Jednak jsou to proterozoické až paleozoické metamorfity (71 % rozlohy povodí) a jednak kvartérní sedimenty (29 % plochy povodí). Nejvíce zastoupenou horninou je granulit (61 %), který tvoří společně s méně zastoupenými ortorulami (10 %) vrcholové a svahové partie povodí. Vlastní vodní tok je lemován nezpevněnými písčito-hlinitými až hlinito-písčitými sedimenty (22 %). V bezprostředním okolí horního toku se nachází nezpevněné smíšené sedimenty (2 %), na dolním toku pak nivní sedimenty (5 % plochy povodí). Povodí Tetřívčího potoka je tvořeno stejnými typy hornin a jejich zastoupení je obdobné proporčně i prostorově, jako je tomu u Zbytinského potoka. Proterozoické až paleozoickými metamorfity tvoří 74 % plochy povodí a kvartérní sedimenty zbývajících 26 %. Nejvíce zastoupenou horninou je granulit (67 %), který tvoří společně s ortorulami (6,5 %) vrcholové a svahové partie povodí. Vlastní vodní tok je opět lemován nezpevněnými písčito-hlinitými až hlinito-písčitými sedimenty (19 %). V bezprostředním okolí horního toku se nachází nezpevněné smíšené sedimenty (3,5 %), na dolním toku pak nivní sedimenty (4 % plochy povodí). Geologické charakteristiky obou povodí jsou zachyceny na Obr. 7.



Obrázek 7 - Geologické poměry experimentálních povodí

3.1.1.2 Reliéf

Sklonitostní poměry Zbytinského a Tetřívčího potoka přehledně shrnuje Tab. 6. Z uvedených údajů je patrné, že se obě povodí ve sklonitostních poměrech podstatně neliší. O něco vyšší

hodnoty průměrné sklonitosti ($4,95^\circ$) i maximální sklonitosti ($13,8^\circ$) má povodí Zbytinského potoka. Tetřívčí potok má hodnoty sklonitosti velmi podobné ($4,0^\circ$ a $12,3^\circ$).

Největší rozdíl je v relativním zastoupení ploch o sklonu $2-4^\circ$. Zatímco u Tetřívčího potoka tato území tvoří 48 % plochy povodí, v povodí Zbytinského potoka je to jen 31,8 %. Plochy nad 8° mají v lučním povodí Zbytinského potoka dvakrát větší zastoupení než u Tetřívčího potoka. Ačkoliv ve sklonitostních poměrech nejsou zájmová území příliš odlišná, dá se očekávat, že vyšší sklony na méně zalesněném povodí mohou napomáhat ke vzniku rychlejší odtokové odezvy, tedy k většímu zastoupení povrchového odtoku.

Tabulka 6 - Relativní zastoupení ploch o daném sklonu (Malý, 2009)

Sklon povodí	Podíl plochy povodí [%]	
	ZBY	TET
0 - 2°	11,50	8,51
2 - 4°	31,78	48,04
4 - 6°	34,40	28,01
6 - 8°	16,52	13,29
8 - 10°	4,06	1,94
10 - 12°	1,63	0,21
12 - 14°	0,11	0,00

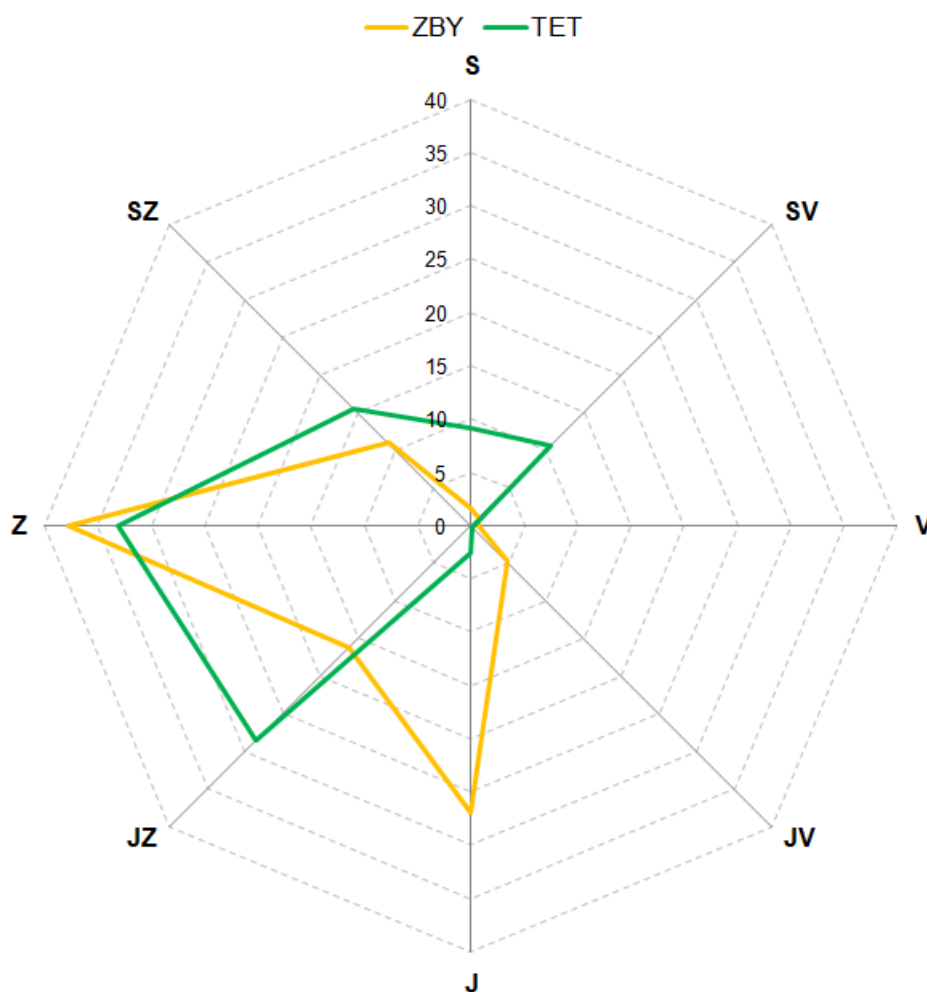
Porovnání expozice svahů obou povodí přehledně shrnuje Obr. 8. Zájmová povodí se v orientaci svahů příliš neliší. V obou případech je nejvýrazněji zastoupena západní expozice. Velký podíl u obou povodí dále zaujímají svahy obrácené na jihozápad a severozápad. Největší rozdíl je patrný mezi povodími u jižních svahů. Ty jsou v povodí Tetřívčího potoka druhou nejvíce zastoupenou kategorií (27 % plochy povodí), zatímco v povodí Zbytinského potoka jsou zastoupeny marginálně (2,6 %). Patrný rozdíl je i ve výskytu severních svahů, ty jsou významněji zastoupeny pouze v povodí Zbytinského potoka. Vzhledem ke skutečnosti, že většina srážek v zájmovém regionu přichází od jihozápadu a přilehlé polosféry, lze očekávat, že orientace svahů obou povodí nahrává, díky návětrnému efektu, k vyšší dotaci srážek.

3.1.1.3 Klima

Podle Quitta (1971) náleží obě povodí do relativně chladné kategorie CH 7, charakterizované velmi krátkými až krátkými léty, dlouhým, mírně chladným a vlhkým přechodným obdobím, mírně chladným jarem a mírným podzimem. Zima je zde dlouhá, mírná, mírně vlhká s dlouhou sněhovou pokrývkou. Podle Köppenovi klasifikace spadá zájmové území do kategorie Dfb, tedy mírně studené klima s rovnoměrným rozložením srážek během roku a mírným létem (Tolasz a Baštýřová, 2007).

Nejpřesnější informace o klimatických poměrech v oblasti výzkumných povodí udává meteorologická stanice Zbytiny. Stanice se nachází v bezprostřední blízkosti závěrového profilu Zbytinského potoka v nadmořské výšce 786 m n. m. Hodnoty vybraných klimatických prvků za celé období pozorování udává Tab. 7. Obr. 9 zachycuje vývoj průměrných měsíčních teplot vzduchu. Přehled o dlouhodobých srážkových poměrech nám poskytují data ze

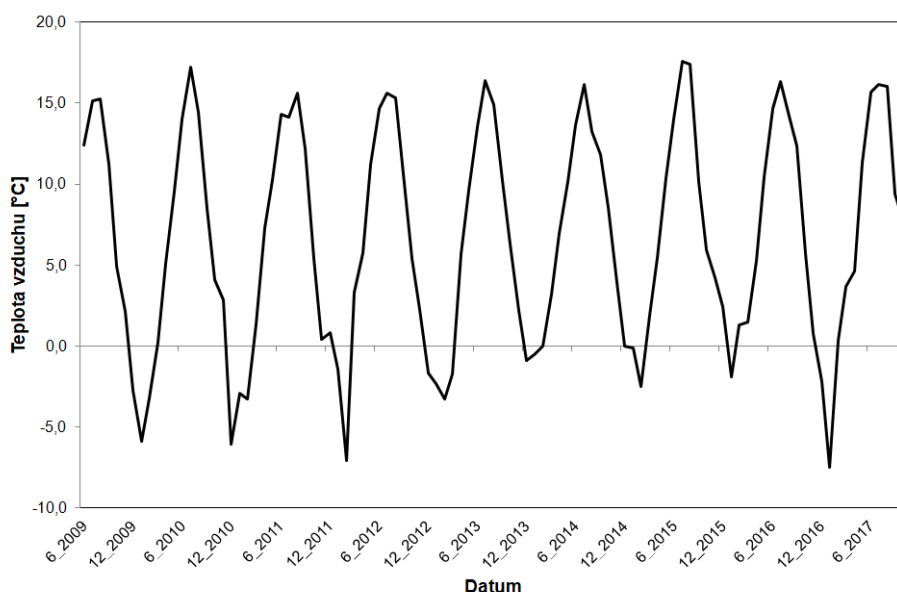
srážkoměrné stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec, která se nachází v nadmořské výšce 787 m n. m. Detailnější souhrn je uveden v Kap. 4.1. Hodnocení srážkového režimu v oblasti zájmových povodí za sledované období 2007–2017 se podrobně věnuje Kap. 4.1.1.



Obrázek 8 - Expozice svahů experimentálních povodí

Tabulka 7 - Vybrané klimatické charakteristiky ze stanice Zbytiny za celé období pozorování

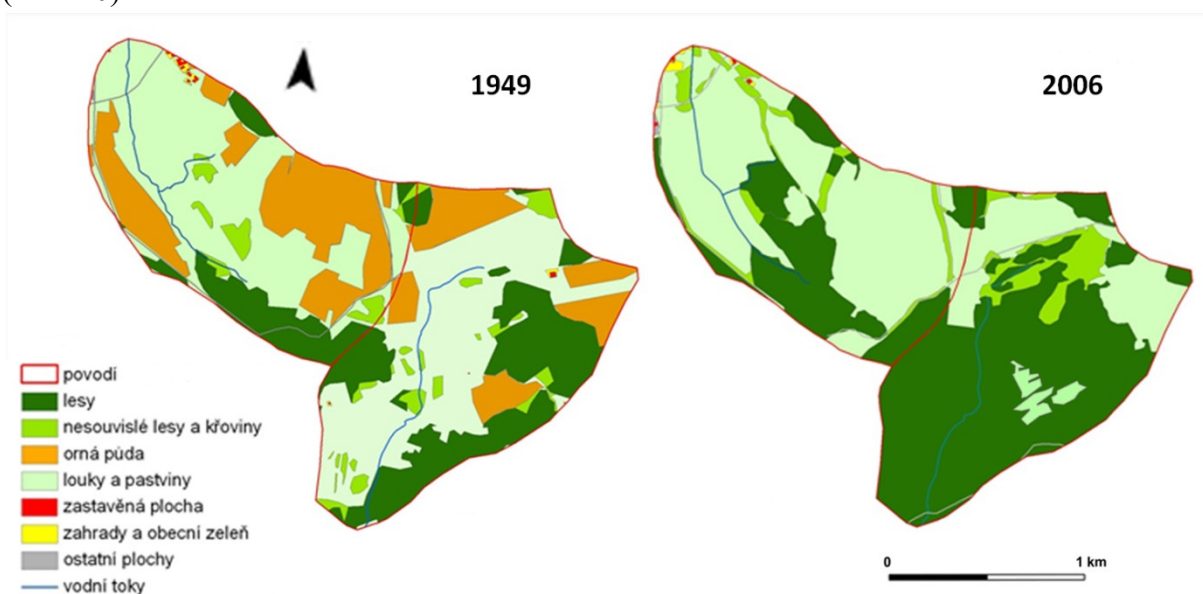
Meteorologická stanice Zbytiny	2009 - 2017
Teplota vzduchu [°C]	6,6
Vlhkost vzduchu [%]	82,2
Solární radiace [W.m ⁻²]	130,82
Rychlost větru [m.s ⁻¹]	0,64
Směr větru [°]	207 (JJZ)



Obrázek 9 - Průměrné měsíční teploty vzduchu ve stanici Zbytiny za celé období pozorování

3.1.1.4 Krajinný pokryv

Podrobné mapové podklady krajinného pokryvu zájmového území byly pořízeny na základě vlastního terénního mapování na jaře 2006. Povodí Zbytinského potoka představuje převážně luční prostředí - 56 % plochy povodí zaujímají sečené louky, 7 % přirozené louky a necelých 35 % lesy s převahou smrku. Povodí Tetřívčího potoka reprezentuje převážně lesní prostředí. Lesy zaujímají 68 % (48 % jehličnatý les s převahou smrku, 15 % smíšený les, 5 % listnatý les), 11 % tvoří přirozené louky zarůstající křovinatou a stromovou vegetací, 17 % zaujímají sečené louky. U obou povodí došlo v posledních 60 letech k výrazným změnám ve využití a struktuře krajiny. Hintnaus (2008) ve své práci na základě analýzy leteckých snímků potvrdil úbytek orné půdy (v roce 1949 zaujímala 30 % plochy povodí Zbytinského potoka a 16 % plochy povodí Tetřívčího potoka) ve prospěch trvalých travních porostů a lesa (Obr. 10).



Obrázek 10 - Vývoj krajinného pokryvu povodí (1949–2006)

3.1.1.5 Pedologie

Zdrojem pro vymezení půdních typů v experimentálních povodích byly dvě dříve vytvořené klasifikace. Pro zemědělské půdy byla využita klasifikace BPEJ, která vycházela z komplexního průzkumu půd (KPP) z 60. let 20. století. Ze struktury kódu BPEJ lze odvodit hlavní půdní jednotku, která ve své definici obsahuje i určení půdního typu. Pro lesní půdy byla využita data z typologického klasifikačního systému (ÚHUL, 2003), který definuje lesní typy a soubory lesních typů. U každého souboru lesních typů je uveden půdní typ dle taxonomického klasifikačního systému půd ČR. Kombinací obou typologií vznikl první přehled o prostorovém rozložení půdních typů ve výzkumném území, který se však pro malá experimentální povodí ukázal jako nedostačující.



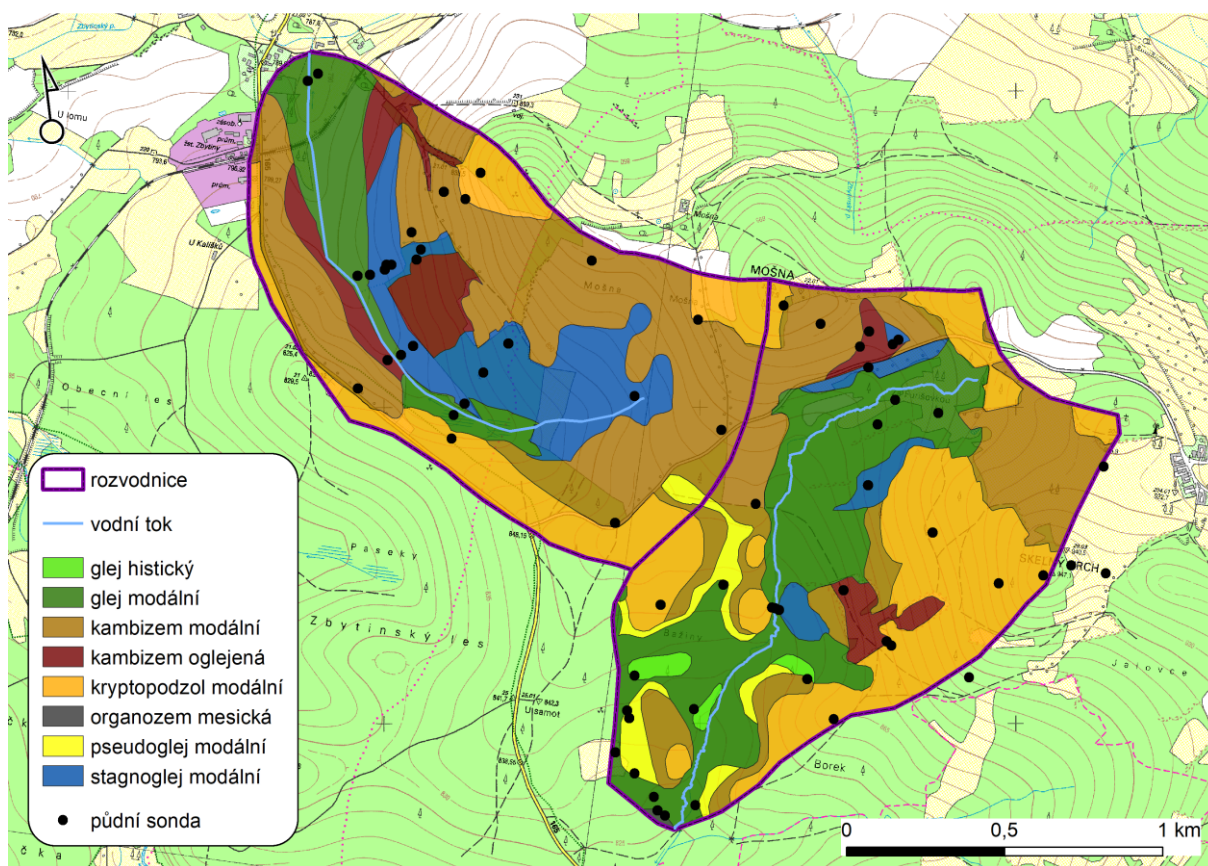
Obrázek 11 - Ukázky z pedologického průzkumu

Proto byl v letech 2011 a 2012 proveden podrobný pedologický průzkum (dohromady analyzováno 66 půdních sond), který měl zpřesnit dostupné pedologické podklady (některé půdní typy se zcela zamítly, některé naopak přidaly) a detailně vymežit jednotlivé půdní areály (Obr. 11). Celkem bylo vytipováno šest půdních typů (organozem mesická, glej modální, kambizem modální, kryptopodzol modální, pseudoglej modální a stagnoglej modální) a k nim navíc dva subtypy (glej histický, kambizem oglejená) (Obr. 12).

Povodí Tetřívčího potoka je charakteristické větším zastoupením glejů a organozemí (32 % plochy povodí), které přechází v jiné půdní typy s různým stupněm oglejení (pseudoglej, stagnoglej) a následně v nejčastěji se vyskytující typ kambizem modální. Její zastoupení je dominantní v povodí Zbytinského potoka (44 % plochy, Tab. 8). Ve vyšších partiích obou povodí převažuje kryptopodzol.

Tabulka 8 - Relativní zastoupení ploch daného půdního typu

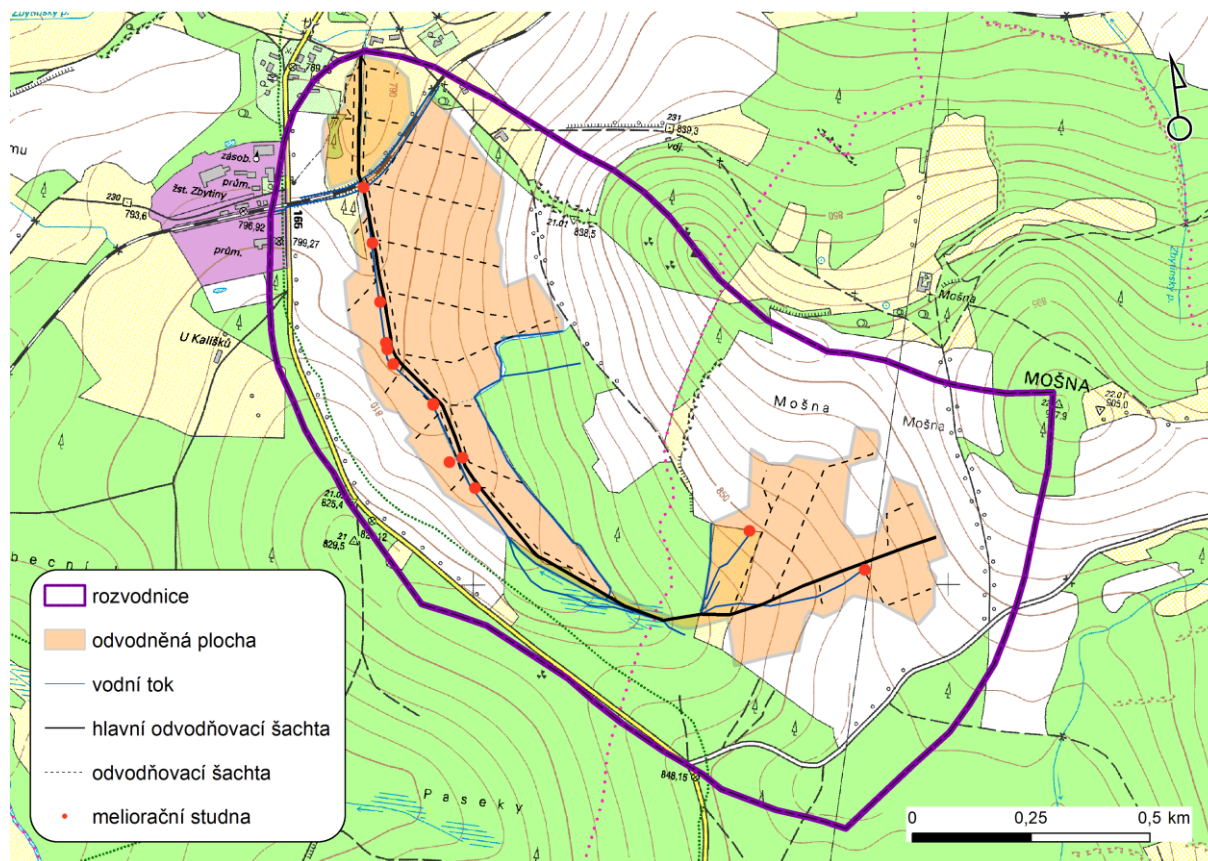
Půdní typ	Podíl plochy povodí [%]	
	ZBY	TET
Kambizem modální (KAm)	43,86	26,70
Kambizem oglejená (KAg)	8,66	3,59
Kryptopodzol modální (KPm)	16,50	29,80
Pseudoglej modální (PGm)	0,54	4,30
Stagnoglej modální (SGm)	17,41	3,72
Glej modální (GLm)	13,04	30,27
Glej histický (GLh)	0,00	1,46
Organozem mesická (ORm)	0,00	0,18



Obrázek 12 - Prostorové rozložení půdních typů

3.1.1.6 Plošné odvodnění

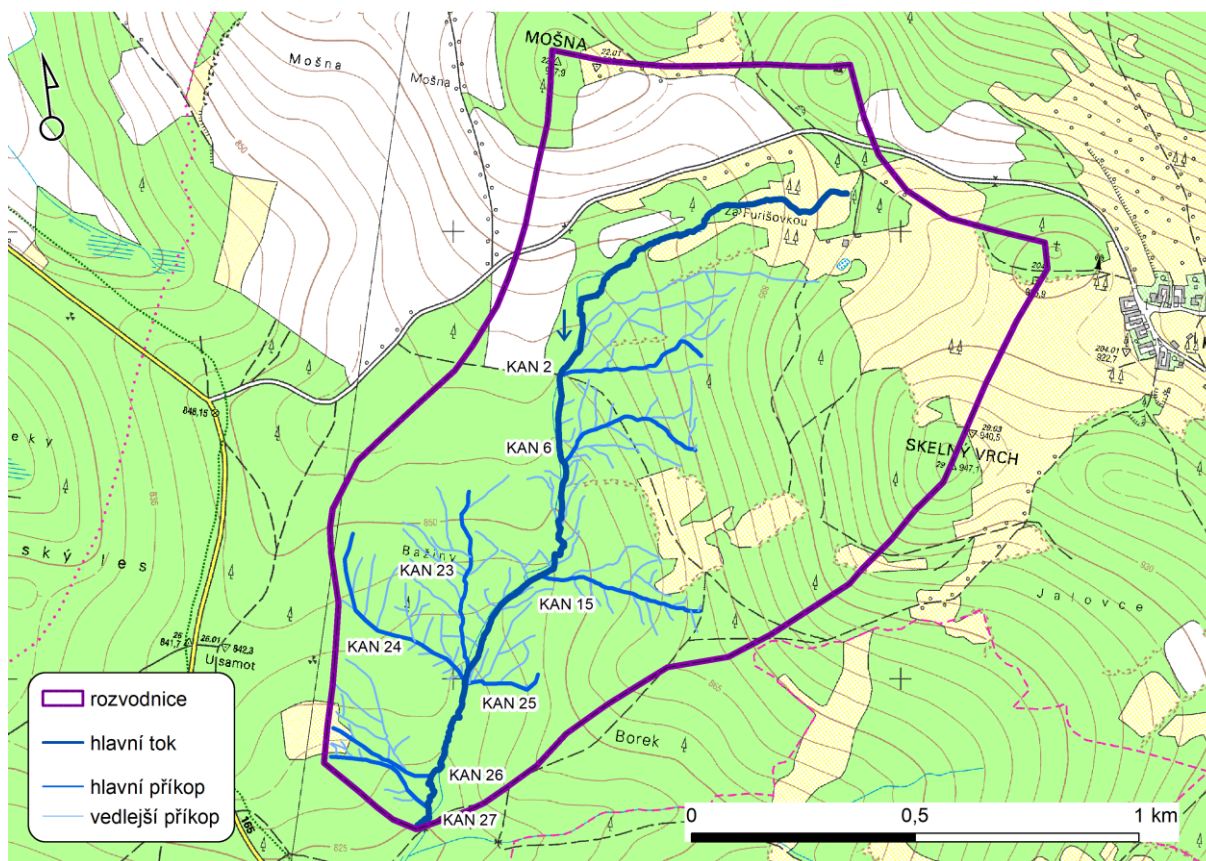
Dřívější intenzivní zemědělské hospodaření v povodí Zbytinského potoka v druhé polovině 20. století dokládá výskyt podpovrchové trubkové drenážní sítě (Obr. 13). Odvodněná plocha původně zaujímala 27 % plochy experimentálního povodí. V současnosti je odvodněná plocha pokryta sečenou loukou a drenážní systém je na několika místech narušen.



Obrázek 13 - Plošné odvodnění v povodí ZBY

Ve střední a spodní části experimentálního povodí Tetřívčího potoka se naproti tomu nachází hustá síť povrchových, uměle vytvořených odvodňovacích příkopů. Tyto příkopy vznikaly v historické době, kdy bylo zájmové území obydleno a obhospodařováno německy mluvícím obyvatelstvem a podíl zastoupení lesa byl mnohem menší než dnes. Zmiňovaná síť těchto občasných vodotečí se již dlouhodobě neudrzuje a je často zahrazena mrtvým dřevem.

Bylo vybráno osm nejrozsáhlejších příkopových odvodňovacích soustav, u nichž byl posuzován jejich vliv na celkový průtok v rámci povodí Tetřívčího potoka (Obr. 14). Kromě toho byl v rámci několika terénních kampaní monitorován stav protékanosti povrchové odvodňovací sítě a byly zmapovány úseky, které se na odtoku vody podílí trvale, a které naopak zrychlují odtok pouze v průběhu srážko-odtokových epizod.



Obrázek 14 - Povrchové odvodňovací příkopy v povodí TET

3.2 Monitorovací síť a datové zdroje

3.2.1 Charakteristika staniční sítě

Základem experimentálního výzkumu je monitorovací síť vybudovaná na jaře 2006, která umožňuje kontinuální monitoring hydrologických a meteorologických veličin. Skládá se ze dvou hladinoměřů osazených v závěrových profilech obou experimentálních povodí, tří meteorologických stanic a celkem čtyř srážkoměrů. Data jsou ukládána v desetiminutovém intervalu a přenášena sítí GPRS na úložný server. V blízkosti zájmového území se nachází manuální srážkoměrná stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec (SPA) s počátkem měření denních srážek od června 1984 (Malý, 2009). Data z ní jsou využívána pro hodnocení trendů ve srážkách a validaci naměřených dat z automatických srážkoměrů. Monitoring vodních stavů probíhá v závěrových úsecích sledovaných toků. U napřímeného Zbytinského potoka se jedná o pravidelný, kamennou dlažbou opevněný lichoběžníkový profil. Přirozený profil koryta lesního Tetřívčího potoka byl osazen měrným přelivem (kombinace Thompson-Poncelet, Obr. 15). Měření vodních stavů je doplněno systematickým hydrometrickým měřením průtoků pro odvození relevantní konsumpční křivky.



Obrázek 15 - Meteostanice a hladinoměr - Zbytinský potok (vlevo), hladinoměr - Tetřívčí potok (vpravo)

3.2.2 Popis zvolených referenčních lokalit

3.2.2.1 Kontinuální měření půdních a klimatických charakteristik

V roce 2011 byla na třech vybraných referenčních lokalitách instalována zařízení pro kontinuální měření objemové vlhkosti a teploty půdy. Měřicí sondy byly umístěny ve třech hloubkách (15, 30 a 60 cm). Pro měření objemové půdní vlhkosti byl použit snímač VIRRIB, který má rozsah měření 5–50 % objemové vlhkosti (Obr. 18). S tímto omezením bylo proto nutné při vyhodnocení výsledků počítat. Jednotlivá stanoviště měla reprezentovat nejčastěji zastoupené typy krajinného pokryvu v obou povodích. Jejich poloha je znázorněna na Obr. 16. Stanoviště přirozená louka (TET002) a les (TET003) se nachází uprostřed povodí Tetřívčího potoka, zhruba 50 metrů od sebe na rozhraní smrkového lesa a podmáčené louky. Stanoviště meliorovaná louka (ZBY009) se nachází na pravém břehu Zbytinského potoka, zhruba v polovině západně orientovaného svahu odvodněné louky. Na stanovištích TET002 a TET003 se kvůli podrobnějšímu poznání těchto referenčních lokalit navíc kontinuálně měří i srážky, teplota a vlhkost vzduchu. Souhrn meteorologických a pedologických charakteristik, které popisují zmíněné referenční lokality, je uveden v Tab. 9. Pro detailní klimatickou charakteristiku stanoviště ZBY009 jsou převzaty údaje z nedaleko ležící klimatické stanice v obci Zbytiny.

Tabulka 9 - Průměrné meteorologické a pedologické charakteristiky referenčních stanovišť za celé období pozorování

Vybrané měřené ukazatele	TET002	TET003	ZBY009
Teplota vzduchu [°C]	7,7	7,2	6,7
Minimální teplota vzduchu [°C]	3,7	3,6	-0,1
Maximální teplota vzduchu [°C]	12,9	11,3	13,8
Vlhkost vzduchu [%]	83,8	83,4	82,2
Minimální vlhkost vzduchu [%]	65,5	67,9	59,4
Maximální vlhkost vzduchu [%]	94,0	92,2	94,1
Objemová vlhkost půdy - 15 cm [%]	32,93	21,43	33,21
Objemová vlhkost půdy - 30 cm [%]	32,48	23,40	30,27
Objemová vlhkost půdy - 60 cm [%]	30,07	23,33	29,67

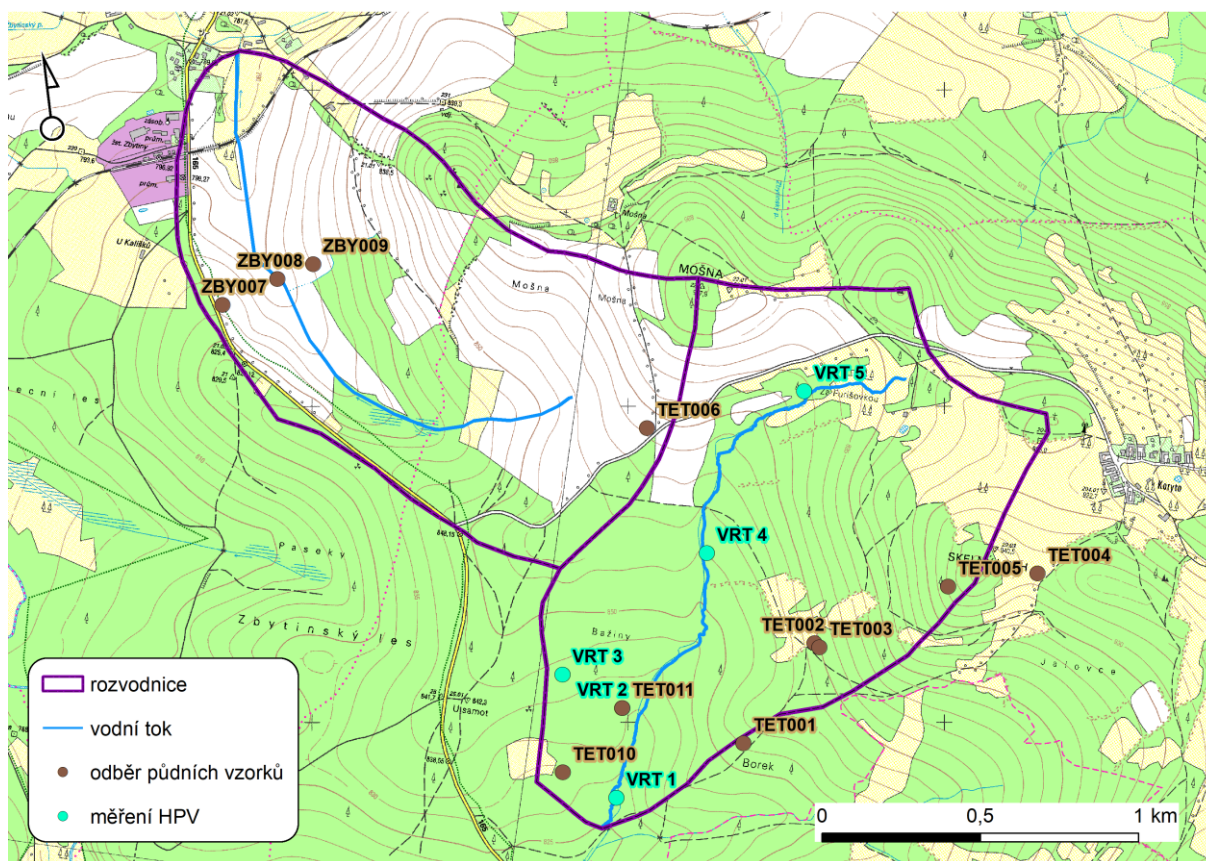
3.2.2.2 Odběrná místa pro stanovení retence půdy

Pro stanovení retenční kapacity půd v rámci celého povodí byl odběr půdních vzorků rozšířen o další lokality. Celkem bylo v obou povodích vybráno 9 odběrných míst (včetně výše zmíněných tří referenčních lokalit), další dvě místa byla ještě doplněna dodatečně. Výběr míst byl podmíněn tím, aby dostatečně reflektoval typická stanoviště obou povodí z hlediska sklonitosti, krajinného pokryvu, skeletovitosti a půdního typu - tedy podmínek ovlivňujících retenční kapacitu půd. Důležité tak bylo, aby byly zastoupeny odběry půd z lesa i z přirozené a odvodněné louky, z vrcholů na rozvodí i z údolní nivy a ze svahů s větším i menším sklonem. Rozložení odběrných míst je znázorněno na Obr. 16 a jejich popis v Tab. 10.

Tabulka 10 - Popis odběrných míst pro stanovení retence kapacity povodí

Odběrné místo	Půdní typ	Popis stanoviště
TET001	kryptopodzol modální	mírný sklon, mělké, více skeletu, les (borovice)
TET002	kambizem oglejená	referenční stanoviště (přirozená louka)
TET003	kryptopodzol modální	referenční stanoviště (les - smrk)
TET004	kambizem modální	ploché, hluboké, bez skeletu, antropogenně využívaná louka (rozvodí)
TET005	kryptopodzol modální	velký sklon, mělké, hodně skeletu (les - svah)
TET006	kambizem modální	ploché, hluboké, bez skeletu, antropogenně využívaná louka (rozvodí)
ZBY007	kambizem modální	mírný sklon, hluboké, více skeletu, antropogenně využívaná louka (rozvodí)
ZBY008	glej modální	ploché, hluboké, bez skeletu, antropogenně využívaná louka (údolí)
ZBY009	stagnoglej modální	referenční stanoviště (meliorovaná louka)
TET010	pseudoglej modální	odvodňovací příkop (KAN 15), profil (P1)
TET011	glej histický	měření hladiny podzemní vody (VRT 2)

Odběr byl prováděn pomocí kovového vrtáku z hloubky 15 a 30 cm, na třech referenčních lokalitách pak i z hloubky 60 cm. Mezi lety 2013–2015 bylo provedeno 19 odběrných kampaní, během nichž se zjišťovala gravimetricky okamžitá hmotnostní vlhkost (OHV). Ta byla podle empiricky zjištěných vztahů následně přepočítána na okamžitou objemovou vlhkost (OOV). Tato hodnota pak vstupovala jako jeden z parametrů do výpočtu aktuální retenční kapacity povodí.



Obrázek 16 - Měřicí lokality pro stanovení retenční kapacity povodí (půdní vzorky a vrty)

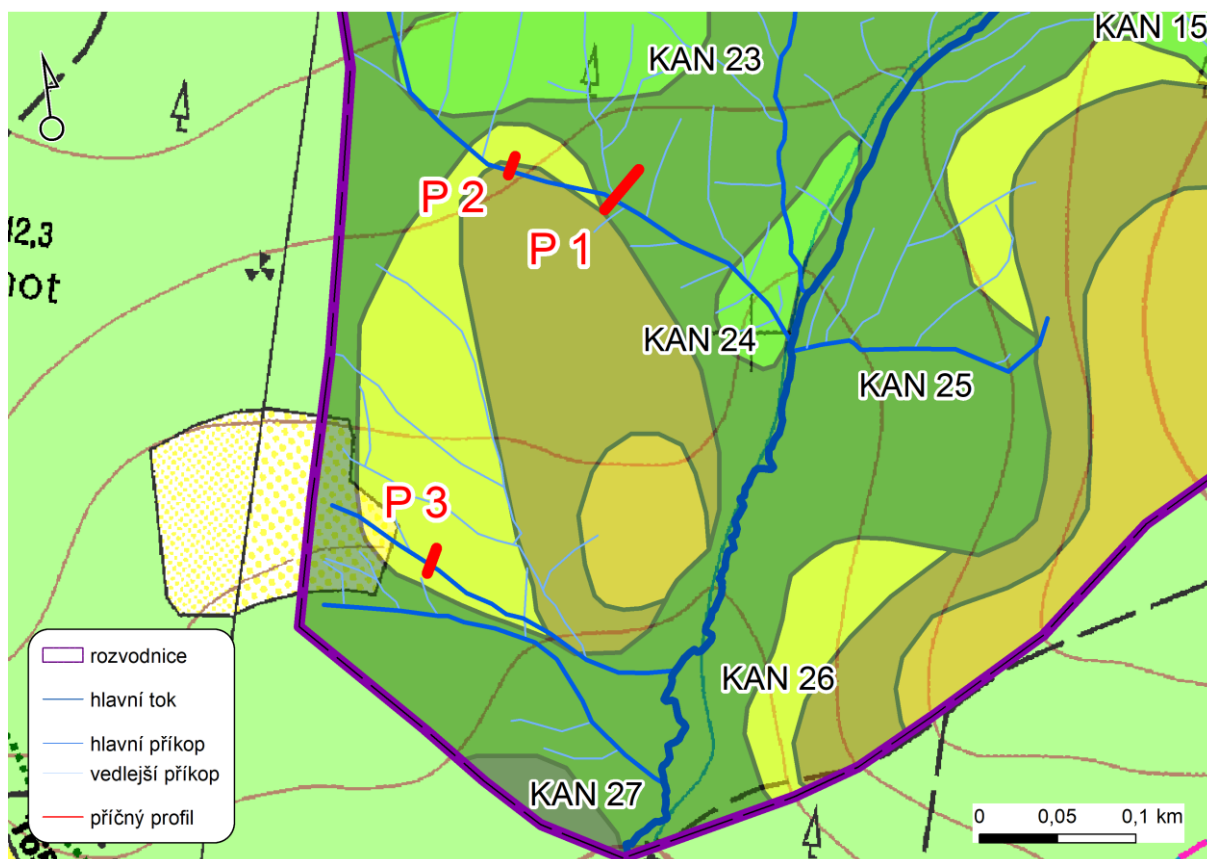
3.2.2.3 Stanoviště měření hladiny podzemní vody

Výška hladiny podzemní vody (HPV) byla měřena pouze v povodí Tetřívčího potoka. Důvodem byl jednak čtenější výskyt zamokřených oblastí v tomto povodí, který poukazoval na polohu hladiny podzemní vody v blízkosti povrchu a jednak skutečnost, že v povodí Zbytinského potoka byla hladina podzemní vody regulována podpovrchovým odvodňovacím systémem. Na počátku měření v roce 2013 bylo instalováno pět sond, označených jako VRT 1–5. Jako měřicí sondy slouží jeden metr dlouhé, perforované, plastové trubky, které byly zaraženy do půdy a zatíženy proti samovolnému zdvihu. Horní okraj, zakrytý zátkou, dosahuje přibližně úrovně okolního terénu. Výška hladiny je měřena manuálně - změřením vzdálenosti mezi hladinou a okrajem trubky. Měření v trubkových sondách probíhá epizodicky v rámci terénních kampaní. Výjimkou je sonda označená jako VRT 1, do jejíž těsné blízkosti bylo v roce 2014 instalováno tlakové čidlo pro kontinuální měření hladiny podzemní vody. Rozložení měřicích sond znázorňuje Obr. 16, a popis stanovišť pak Tab. 11.

Na začátku roku 2015 byla síť měření hladiny podzemní vody rozšířena o tři lokality, ve kterých je hladina měřena v příčném profilu napříč odvodňovacím příkopem. Poloha jednotlivých profilů je znázorněna v mapě na Obr. 17.

Tabulka 11 - Popis stanovišť měření HPV (Kalkus, 2016)

Charakter stanoviště	VRT 1	VRT 2	VRT 3	VRT 4	VRT 5
Vegetační pokryv	jehličnatý les	přírozená louka	jehličnatý les	přírozená louka	přírozená louka
Půdní typ	glej modální	glej modální	glej hystický	glej modální	glej modální
Vzdálenost od hlavního toku TET	15 m	15 m (od KAN 24)	10 m (od KAN 24)	15 m	20 m
Poznámka	svrchní organogenní horizont		trvale zvýšená HPV		vyšší HPV, náletová stromová vegetace



Obrázek 17 - Umístění příčných profilů v povodí TET

Každý z profilů je jinak dlouhý a skládá se z různého počtu jednotlivých sond, umístěných na obou stranách příkopu. Popis všech tří profilů je uveden v Tab. 12. Profil 1 (P 1) jako jediný protíná dva příkopy, a sice KAN 24 (hlavní příkop systému) a jeden z jeho levostranných přítoků. Profil 2 (P 2) rovněž protíná KAN 24, avšak proti proudu dále od ústí do hlavního toku. Profil 3 (P 3) protíná jeden z postranních příkopů systému KAN 26, v němž se objevovala povrchová voda spíše výjimečně. Jednotlivé sondy jsou technicky řešené stejně jako výše popsané, pouze v místech s očekávanou níže položenou hladinou podzemní vody byly použity trubky delší než jeden metr. Měření HPV opět probíhá epizodicky v rámci terénních kampaní.

Tabulka 12 - Popis stanovišť příčných profilů (Kalkus, 2016)

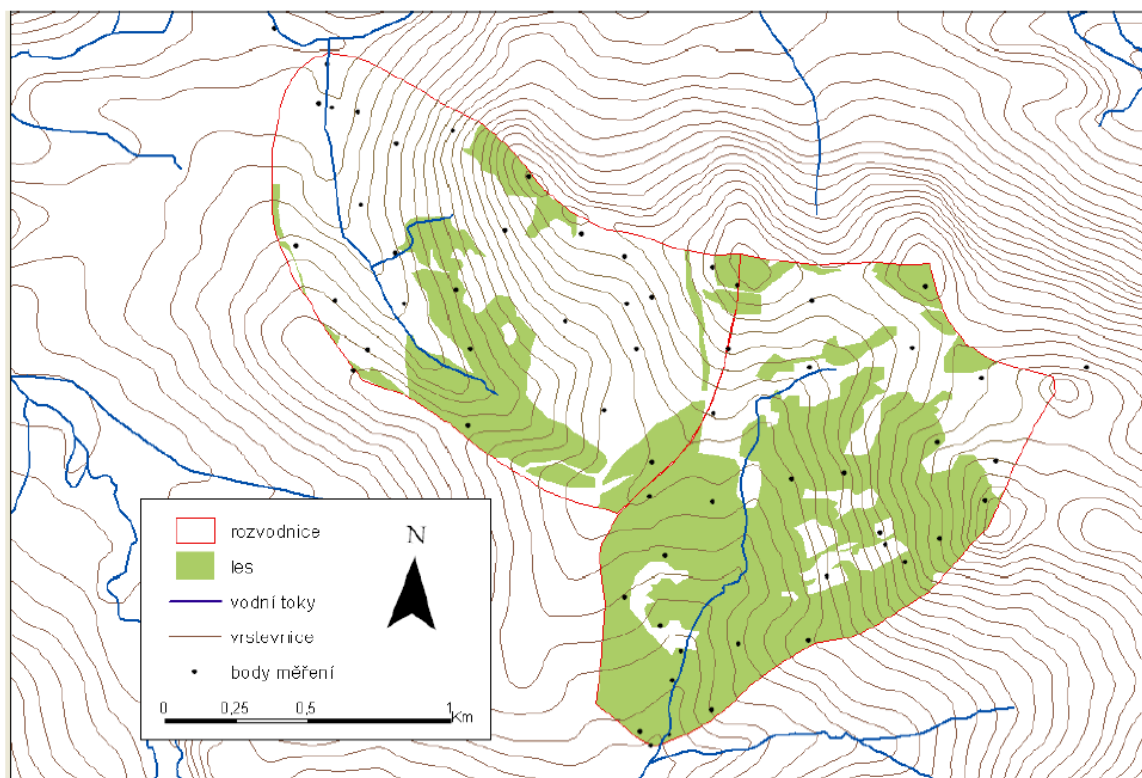
Podélný profil	P 1	P 2	P 3
Délka profilu [m]	29,0	10,1	12,5
Počet sond	10	5	6
Vegetační pokryv	smíšený les přirozená louka	jehličnatý les	jehličnatý les
Půdní typ	glej modální	kambizem modální pseudoglej modální	pseudoglej modální



Obrázek 18 - Ukázky z měřicích stanovišť TET002 a TET003

3.2.2.4 Sít' měření stavu sněhové pokrývky

Hodnocení sněhové pokrývky vycházelo z vlastních terénních měření v zimních sezónách 2009/2010 a 2010/2011 od období maximální akumulace sněhu po kompletní roztátí sněhové pokrývky. Měření probíhala formou několika sněhoměrných kampaní v síti stabilních měřicích bodů s hustotou cca 30 bodů na jedno povodí (Obr. 19) a zahrnovala opakovaná měření výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu.



Obrázek 19 - Sít' měřicích bodů pro sezónu 2009/2010 (Hintnaus, 2011)

V každém bodě se nejprve změřila výška pomocí sněhoměrné tyče. V okruhu několika desítek cm bylo provedeno dalších 5 měření výšky sněhu. Výsledná výška sněhové pokrývky pro daný měřicí bod byla určena jako průměrná hodnota ze všech měření. Poté byla změřena vodní hodnota pomocí sněhoměrného válce a digitální váhy. Prostorové rozložení sítě měřicích bodů vycházelo ze zkušenosti a znalosti terénu. Důraz byl kladen hlavně na rovnoměrnou hustotu rozmístění bodů, zastoupení jednotlivých typů vegetačního pokryvu (lesních a otevřených ploch), nadmořskou výšku a expozici vůči světovým stranám. Naměřené hodnoty byly interpolovány na plochu povodí v prostředí ArcGIS metodou Ordinary Kriging.

3.3 Použité metody a pracovní postupy

3.3.1 Dlouhodobé charakteristiky srážek a odtoku

3.3.1.1 Stanovení průtoku

a) *Konsumpční křivka - odvození vztahu mezi vodním stavem a průtokem (závěrové profily Zbytinského a Tetřívčího potoka)*

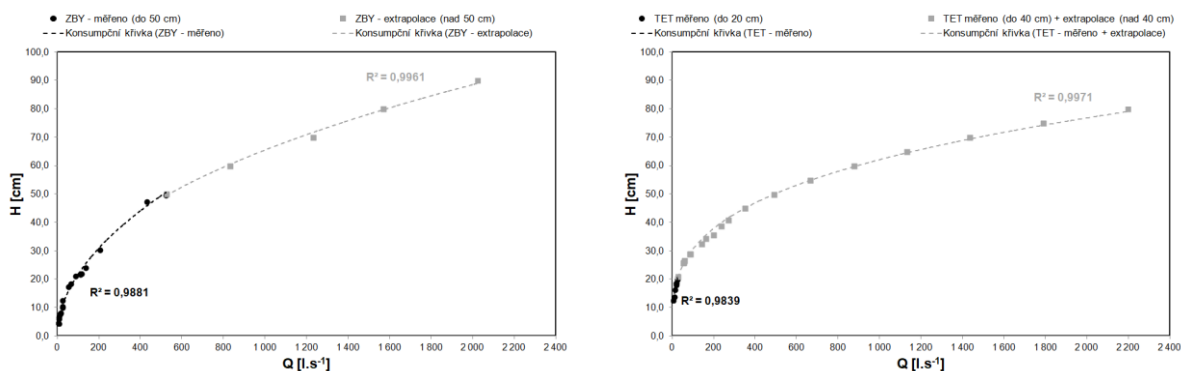
V rámci výzkumu na experimentálních povodích bylo třeba odvodit funkční závislosti mezi vodním stavem a průtokem v měrných profilech obou povodí. K tomuto účelu se provádí pravidelná terénní měření průtoků pomocí malé hydrometrické vrtule, v případě větších průtoků s využitím flow trackeru. Vzhledem k malým plochám, odlehlosti experimentálního území a krátké době prodlení mezi kulminací srážek a průtoku na obou povodích je problémem zachytit a změřit hodnoty průtoků při vyšších vodních stavech. Proto se muselo pro oblast vyšších vodních stavů přistoupit k extrapolaci měrných křivek. Extrapolace měrných křivek nad mez doposud hydrometrovaných hodnot vodních stavů (u ZBY 50 cm, u TET 40 cm) byla provedena na základě výpočtu rychlosti proudění s využitím Manningovy rovnice a odpovídající velikosti průtočné plochy (Dingman, 2015). Byla použita následující podoba Manningovy rovnice (1):

$$Q = \left(\frac{1}{n}\right) * S * R^{\frac{2}{3}} * \sqrt{i} \quad 1$$

kde

- Q – průtok [l.s^{-1}],
 n – Manningův koeficient drsnosti [-],
 S – průtočná plocha [m^2],
 R – hydraulický poloměr [m],
 i – sklon čáry energie/dna [-].

Hodnoty Manningova koeficientu drsnosti byly odvozeny při hydrometrování. Měrné křivky pro oba profily jsou zobrazeny na Obr. 20.



Obrázek 20 - Sestrojené konsumpční křivky pro ZBY (vlevo) a TET (vpravo)

b) Měření pomocí kalibrované nádoby (povrchové příkopy v povodí Tetřivčího potoka)

Průtok ve vybraných povrchových odvodňovacích příkopech (KAN 2, KAN 6, KAN 15, KAN 23, KAN 24, KAN 25, KAN 26, KAN 27) v povodí Tetřivčího potoka byl měřen jímáním vody do kalibrované nádoby. Měření probíhalo vždy na hlavním příkopu daného systému, maximálně několik metrů od ústí do hlavního toku. Zejména z technických důvodů nebylo možné zajistit automatické, kontinuální měření, proto byly průtoky měřeny pouze epizodicky, v rámci jednotlivých terénních kampaní. Použita byla metoda přímého měření, tj. měření doby, za kterou se naplní nádoba o známém objemu. Průtok pak byl stanoven podle základní rovnice (2):

$$Q = V/t \quad 2$$

kde

Q – průtok [l.s^{-1}],

V – objem nádoby [l],

t – čas plnění vodou [s].

Pro soustředění proudu vody při plnění nádoby byl použit plechový přeliv s trojúhelníkovým výřezem. Při měření došlo k dočasnému přehrazení příkopu, okolí hran přelivu bylo nutné dobře utěsnit, aby se eliminovalo jeho obtékání a veškerá voda mohla být zachycena nádobou. Velikost použité nádoby byla volena podle prostorových možností daného profilu a rovněž podle aktuálního průtoku tak, aby byla pokud možno splněna podmínka minimální doby plnění 8 s. Ve dvou případech, kdy byly průtoky v příkopech díky srážkám velmi vysoké, nebylo již možné použít měrné přelivy, proto byl průtok měřen pomocí hydrometrické vrtule.

Měření probíhala mezi lety 2013–2015 a výhradně v teplém půlroce. Cílem bylo získat co největší spektrum naměřených hodnot, což podporovala i snaha provádět měření v době srážkových epizod tak, aby byla zaznamenána dynamika průtoků v příkopech v reakci na spadlé srážky. To však bylo vzhledem ke složité dostupnosti lokality a velmi rychlé odezvě povodí na srážky poměrně obtížné. Kvůli minimalizaci možné chyby bylo měření na jednom profilu vždy provedeno několikrát po sobě a jako výsledná hodnota byl použit průměr ze všech naměřených hodnot.

3.3.1.2 Výpočet plošné srážky na povodí

Pro každé povodí byly pomocí metody IDW (Inverse Distance Weighting) vypočteny plošné srážky, přičemž do výpočtu vstupovala data ze tří stanovišť (závěrový profil Zbytinského potoka – ZB2, východní okraj povodí Tetřivčího potoka v obci Koryto – KOR, střed povodí Tetřivčího potoka u referenčního stanoviště přirozená louka – LOU). Výpočet srážek byl vždy vztažen ke geografickému centroidu daného povodí. Podle vzorce (3) byly vypočteny váhy, které určovaly význam konkrétní stanice pro plošnou srážku daného povodí. Vzhledem k malým plochám obou povodí, blízkosti všech srážkoměrů a podobným srážkovým úhrnům nebyl kromě vzdušné vzdálenosti uvažován jiný zpřesňující parametr ke stanovení vah pro jednotlivé srážkoměry.

$$w = \frac{\frac{1}{d^k}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{d_i^k}} \quad 3$$

kde

d – vzdušná vzdálenost [m],

k – exponent [-].

Pro exponent k byla zvolena hodnota 1. Tab. 13 uvádí vztahy použité pro obě povodí k výpočtu plošné srážky. V některých obdobích chladného půlroku, kdy nebyla k dispozici data ani z jednoho srážkoměru, byly pro výpočet plošné srážky použity denní úhrny srážek ze stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec.

Tabulka 13 - Vztah pro výpočet plošné srážky na povodí

Povodí	Rovnice pro výpočet plošné srážky
ZBY	$H_{ZBY} = 0,489 \cdot ZB2 + 0,295 \cdot LOU + 0,216 \cdot KOR$
TET	$H_{TET} = 0,101 \cdot ZB2 + 0,686 \cdot LOU + 0,213 \cdot KOR$

3.3.1.3 Výpočet BFI indexu

Pro hodnocení a porovnání základního odtoku obou povodí byl zvolen jednoduchý parametr BFI (Base Flow Index). Index ukazuje, jaký je podíl základního odtoku na celkovém odtoku dle následující rovnice (4):

$$BFI = \frac{\sum_i b_i}{\sum_i d_i} \quad 4$$

kde

b_i – základní odtok [mm]

d_i – celkový odtok [mm]

Může nabývat hodnot mezi 0–1, přičemž hodnota 1 znamená, že celkový odtok z povodí je tvořen pouze základním odtokem ze zásob podzemních vod. Pro výpočet separace základního odtoku byl program BFI: Base flow index (Tallaksen a van Lanen, 2004). Použitý algoritmus je založený na metodě, kterou ve své zprávě publikoval (Institute of Hydrology, 1980).

3.3.1.4 Metody stanovení variability odtoku

Variabilita odtoku byla posuzována kromě klasicky používaných metod (křivka m-denních průtoků) a ukazatelů (variační koeficient C_v nebo poměr průměrné odchylky od medianu k medianu V_{med} nebo koeficient K_r) také pomocí flashiness indexu FI (Baker, 2004) nebo analýzy hydrologické disturbance. (Archer a Newson, 2002) V případě indexu FI se jedná o bezrozměrnou charakteristiku, která může nabývat hodnot 0–2. Tento ukazatel udává, jak se změnil průtok mezi dvěma časovými jednotkami (dny, hodiny) a spočítá se podle rovnice (5):

$$FI = \frac{\sum_{i=1}^n |q_i - q_{i-1}|}{\sum_{i=1}^n q_i} \quad 5$$

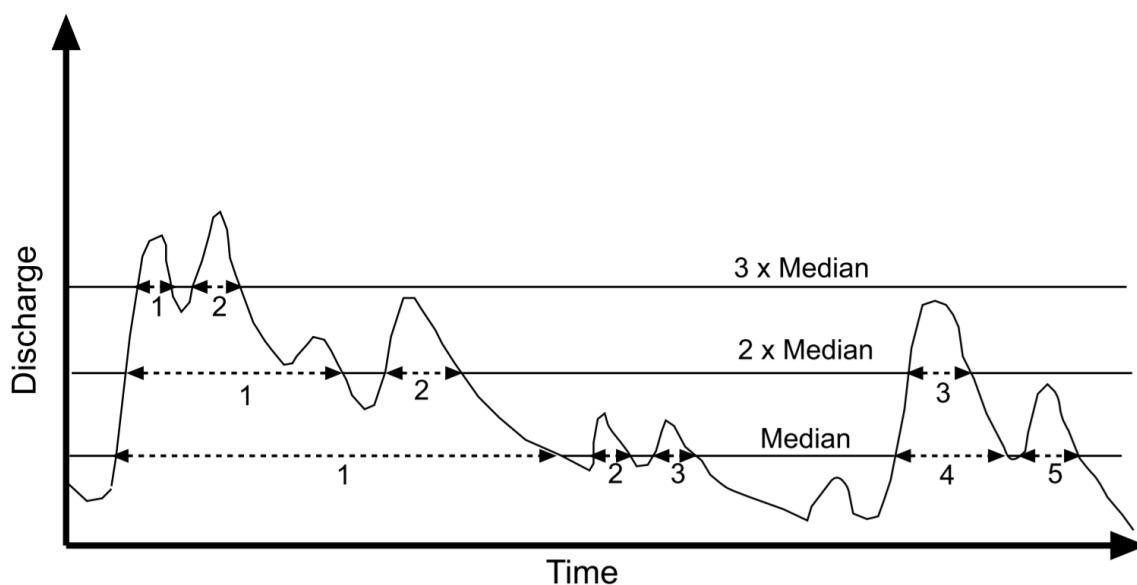
kde

q – průměrný průtok [l.s^{-1}],

i – pořadové číslo dne nebo hodiny.

Hodnota 0 znamená absolutně konstantní průtok, přičemž s rostoucí hodnotou FI roste rozkolísanost průtoků.

Analýza hydrologické disturbance je založena na zkoumání frekvence a doby trvání tzv. pulsů, tj. stavů, při nichž dojde k dosažení nebo překročení určité prahové hodnoty průtoků (x -násobek mediánu hodinového/denního průtoků). Doba trvání jednoho pulsu je určena jako doba mezi překročením konkrétní prahové hodnoty a následným poklesem pod tutéž prahovou hodnotu průtoků. Podstatu metody vystihuje Obr. 21. Uvažovaný interval měření by měl být dostatečně krátký na to, aby dokázal zaznamenat změny průtoků i v tak malých povodích, jako jsou ZBY a TET. Průměrné denní průtoky pravděpodobně nebudou adekvátním základem pro analýzu v případě, kdy je odezva povodí počítána v řádu několika hodin. Je nutné proto mít kontinuální záznam měření v menším než denním kroku. K zajištění objektivnosti a eliminace vlnění způsobeného nerovnostmi dna koryta se však nakonec kromě hodinových dat přistoupilo i k analýze denních průtoků.



Obrázek 21 - Schéma pro identifikaci počtu a délky trvání pulsů (Archer a Newson, 2002)

Pro výpočet m -denních křivek a jednotlivých statistických ukazatelů byly použity průměrné denní průtoky. Vybrané ukazatele (odtokový koeficient, koeficienty variability) byly testovány párovým t -testem.

3.3.2 Analýza srážko-odtokových epizod

3.3.2.1 Kritéria výběru epizod

Hodnocení srážko-odtokových epizod bylo založeno na podrobné analýze hyetogramu a hydrogramu vybraných srážko-odtokových epizod (Malý, 2009; Pavlásek et al., 2006). Základním předpokladem bylo, že zaznamenané rozdíly v odtokové odezvě u obou povodí, vzhledem k identickým příčinným a fyzicko-geografickým podmínkám, budou způsobeny především v důsledku rozdílného vegetačního a půdního pokryvu a hospodářského využití krajiny. Výběru hodnocených srážko-odtokových událostí předcházela nutná pre-processing časových řad zahrnující analýzu a následný výběr srážkových epizod. Srážková epizoda byla definována minimální výškou srážkového úhrnu a maximální dobou trvání bezesrážkového období. První kritérium eliminuje zcela zanedbatelné srážkové úhrny, druhé odděluje jednotlivé srážkové epizody mezi sebou. V prvním kroku byly vybrány srážkové epizody s minimálním srážkovým úhrnem větším než 3 mm a maximální dobou trvání bezesrážkového období 60 minut. Poté byla sestrojena křivka kumulativních četností srážkových úhrnů, ze které bylo do finálního výběru zvoleno 30 % epizod s největším srážkovým úhrnem. Minimální výška srážkového úhrnu byla definována hodnotou $H_s \geq 9,5$ mm a celkový počet činil 217 srážkových epizod. Při tomto srážkovém úhrnu dochází k dostatečnému vzestupu vodního stavu na obou vodních tocích a hydrologický záznam zároveň není ovlivněn chybou měření. Podobný srážkový limit si pro výběr srážkových epizod stanovili i Mei et al. (2014). K identifikaci hodnocených srážko-odtokových událostí byla dále použita následující kritéria:

- srážkový úhrn a jeho časové rozložení byly v obou povodích velmi podobné;
- k dispozici byly kompletní údaje o srážkách a průtocích po celou dobu trvání epizody;
- odtoková vlna byla natolik výrazná, aby bylo možné dostatečně přesně určit její parametry;
- epizody se vyskytovaly v období teplého půlroku.

Celkem bylo podle výše uvedených kritérií vybráno 125 srážko-odtokových epizod.

3.3.2.2 Stanovení typologie srážkových režimů

Pro každou z vybraných srážko-odtokových událostí byla vypočtena sada příčinných a závislých proměnných. Z původně zvolené sady příčinných proměnných byly pomocí analýzy hlavních komponent vybrány tři příčinné faktory, které z více než 80 % vysvětlovaly variabilitu nastalých podmínek v povodích. Jednalo se o faktor srážkového úhrnu – H_s (mm), faktor nasycenosti povodí vyjádřený 5-denním indexem předchozích srážek (API 5) a faktor intenzity srážek – I_p (mm.h⁻¹). Tyto faktory tvořily vstupní data pro navazující shlukovou analýzu, na jejímž základě byly odvozeny nejčastěji se vyskytující typy příčinných podmínek, při kterých dochází v obou povodích ke vzniku významné odtokové situace. Přitom byla použita Wardova metoda hierarchického shlukování a jako míra vzdálenosti shluků byla zvolena Euklidovská vzdálenost čtverců (squared euclidean distance). Za rozhodující mez pro výběr byla zvolena vzdálenost 7,5, ve které bylo identifikováno celkem 6 shluků. Metoda shlukové analýzy byla použita pro výběr typů příčinných podmínek u epizod s jednoduchou vlnou.

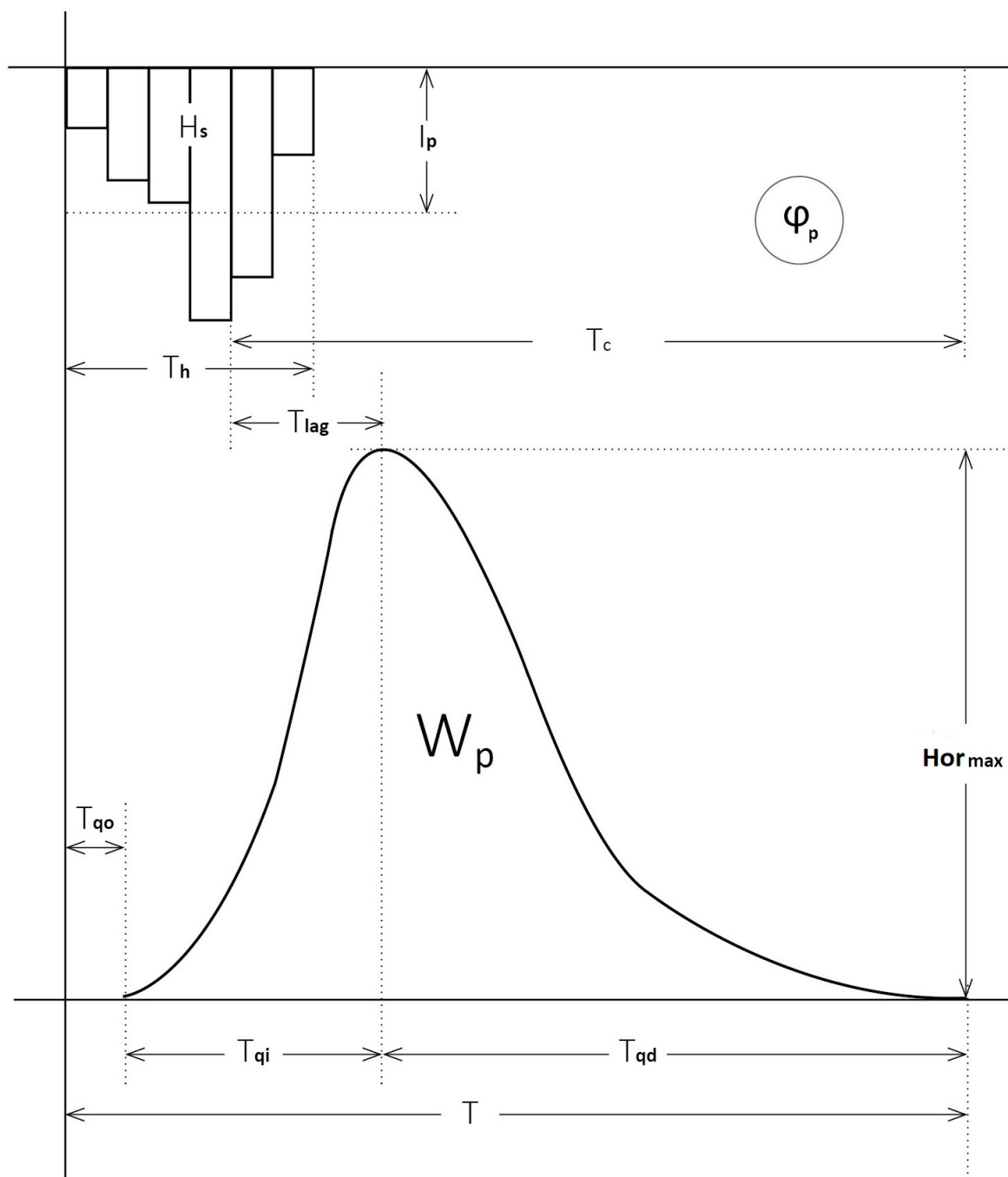
Kromě shlukové analýzy byla pro definování typů příčinných podmínek použita vlastní metoda rozdělení podle míry extremity příčinných faktorů. Byly využity stejné příčinné faktory jako u shlukové analýzy (H_s , $API\ 5$ a I_p). Hodnoty jednotlivých faktorů byly rozděleny na tři skupiny podle horního a dolního kvartilu a jednotlivým skupinám byly přiděleny indexy 0 (hodnoty menší než dolní kvartil), 1 (hodnoty mezi dolním a horním kvartilem) a 2 (hodnoty větší než horní kvartil). Největší riziko vzniku extrémní odtokové události tedy představovala kombinace příčinných faktorů 2-2-2, nejmenší naopak 0-0-0 (Obr. 22). Maximální počet typů příčinných podmínek tvoří tříčlenná variace s opakováním ze tří prvků $V^3 = 27$. Logické spojování podobných typů v kombinaci s dostatečným počtem epizod v rámci daného typu nakonec vyústilo v konečný počet 9 typů příčinných podmínek pro epizody s jednoduchou vlnou a 4 typy příčinných podmínek pro epizody s komplexní vlnou.

	<i>Nejmenší extremita příčinných podmínek</i>	<i>Střední extremita příčinných podmínek</i>	<i>Největší extremita příčinných podmínek</i>
Srážkový úhrn	0	1	2
Nasycenost povodí	0	1	2
Intenzita srážek	0	1	2
	< 25 %	25 - 75 %	> 75 %

Obrázek 22 - Schéma pro určení extremity příčinných podmínek

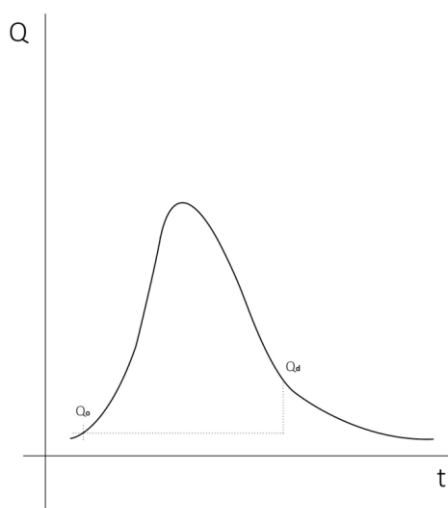
3.3.2.3 Hodnocení rozdílů odtokové odezvy

Ze sady disponibilních závislých proměnných bylo vybráno 9 odtokových charakteristik, které dostatečně vystihují chování daného hydrologického systému (Obr. 23). T_{q0} charakterizuje dobu trvání mezi počátkem srážky a inflexním bodem v patě vzestupné větve hydrogramu. T_{qi} je doba trvání vzestupné větve hydrogramu, T_{qd} je doba trvání sestupné větve hydrogramu do ukončení přímého odtoku. T vyjadřuje celkovou dobu trvání srážko-odtokové události od počátku srážky do ukončení přímého odtoku. T_{lag} je doba mezi kulminací srážky a kulminací průtoku, T_c je doba mezi kulminací srážky a ukončením přímého odtoku. Hor_{max} je velikost kulminační průtoku odtokové vlny vyjádřená odtokovou výškou. W_p je objem přímého odtoku v dané epizodě a φ_p je odtokový koeficient přímého odtoku během srážko-odtokové epizody.



Obrázek 23 - Hodnocené charakteristiky hyetogramu a hydrogramu

Pro separaci základního odtoku byla použita metoda konstantního koeficientu poklesu k (the constant- k method), kterou popisují Blume et al. (2007) a přehledně ji znázorňuje Obr. 24. Výhodou této metody je její větší objektivita při určování koncového bodu přímého odtoku a zároveň je vhodná i pro komplexní události s vícenásobnými vrcholy.



Obrázek 24 - Grafické znázornění použité metody separace hydrogramu (constant-k method)

Pro jednotlivé srážkové režimy a zároveň i pro každé povodí byly vypočteny střední hodnoty (mediány) sledovaných odtokových charakteristik. Následně byly standardizovány mediánem dané charakteristiky, který byl vypočten ze všech odtokových událostí dané skupiny. Výsledný podíl ukazoval index, o kolik procent je konkrétní hodnota odtokové charakteristiky nad nebo podprůměrná. Prostý podíl těchto indexů vzájemně porovnává odtokové charakteristiky obou povodí. Pro větší přehlednost bylo sestaveno převodní schéma, které znázorňuje Tab. 14. Význam rozdílů odtokových charakteristik mezi oběma povodími v rámci jednotlivých srážkových režimů byl následně testován za pomoci vícefaktorové analýzy rozptylu.

Tabulka 14 - Převodní schéma pro vyjádření významnosti rozdílů v odtokových charakteristikách obou povodí

Procentuální rozdíl odtokových charakteristik (%)	Schematické znaménko	Slovní popis rozdílu
0 - 10	=	bez rozdílu
10 - 30	≤	malý rozdíl
30 - 50	<	výrazný rozdíl
více než 50	≪	velmi výrazný rozdíl

3.3.3 Výpočet evapotranspirace

V rámci předložené studie byly uplatněny dva způsoby výpočtu evapotranspirace - referenční evapotranspirace hypotetického povrchu a aktuální evapotranspirace na základě změn objemové vlhkosti půdy. Pro oba výpočty byly použity vstupní proměnné v denním kroku.

Výpočet a určení referenční evapotranspirace hypotetického povrchu podle všeobecně doporučované a uznávané metodiky FAO, založené na Penman-Monteithově přístupu, je obecným přístupem k řešení problematiky výparu (evaporace, evapotranspirace). Referenční evapotranspiraci se v tomto smyslu rozumí evapotranspirace z hypotetického povrchu velmi podobnému standardnímu travnímu porostu, který se vyznačuje během celého kalendářního roku konstantní výškou (0,12 m), konstantním albedem (0,23), konstantním povrchovým

odporem (70 s.m^{-1}), plným (maximálním) zápojem a optimálním zásobováním srážkovou vodou. Výpočet probíhá na základě vstupu základních meteorologických údajů (teplota vzduchu, vlhkost vzduchu, rychlost větru a trvání slunečního svitu), přičemž všechny ostatní parametry jsou nastaveny na konstantní hladinu. Tímto způsobem lze tedy relativně snadně porovnávat jednotlivé navzájem odlišné oblasti. Podrobný způsob výpočtu popisuje ve své práci Kohut (2005).

Pro výpočet aktuální evapotranspirace byl použit přístup založený na sledování kontinuálních změn objemové vlhkosti půdy, který ve své práci popisují Šach et al. (2006). Do výpočtu byly zahrnuty záporné změny denní objemové vlhkosti, tzn. případy, kdy objemová vlhkost půdy v následujícím termínu měření byla nižší než objemová vlhkost půdy v termínu měření předchozím (tedy došlo k úbytku vlhkosti). Objemové změny vlhkosti půdy byly uvažovány jen při splnění následujících podmínek, které vymezovaly stav přírodního prostředí, během něhož mohlo reálně docházet k evapotranspiraci:

- jednalo se o bezesrážkové dny (tzn. denní srážkový úhrn byl roven 0)
- v průběhu dne nemrzlo (tzn. denní teplota vzduchu byla kladná)
- vzduch nebyl nasycen vodní parou (tzn. denní vlhkost vzduchu byla nižší než 99 %)

Důležitou charakteristiku vstupující do výpočtu představoval objemový podíl skeletu v půdním segmentu. Na základě komplexního půdního průzkumu jsou jeho hodnoty uvedeny v Tab. 15. Objemové změny splňující výše uvedené podmínky byly sečteny za celý měsíc a poté byla vypočtena aktuální evapotranspirace (ET) v půdním segmentu určité referenční lokality v mm za měsíc dle následující rovnice (6):

$$ET = \sum_{i=1}^n \theta_i * h * (1 - S) \quad 6$$

kde

- ET – aktuální evapotranspirace [mm],
- θ – úbytek objemové vlhkosti jako desetinné číslo,
- h – mocnost půdní vrstvy [mm],
- S – odhad objemového podílu skeletu jako desetinné číslo,
- i – pořadové číslo měsíce.

Tabulka 15 - Odhad objemového podílu skeletu v půdním segmentu vybraných referenčních lokalit

Hloubka [mm]	Odhad objemového podílu skeletu [%]		
	TET002	TET003	ZBY009
150	0,0	5,0	10,0
300	5,0	15,0	15,0
600	10,0	20,0	20,0

Součet za tři sledované půdní vrstvy kořenové zóny představuje aktuální evapotranspiraci dané referenční lokality (les, přirozená louka, odvodněná louka). Pro výpočet aktuální evapotranspirace v celém povodí byl použit prostý vážený součet, kdy vahou byl podíl zastoupení referenčního krajinného pokryvu v rámci experimentálního povodí. Tímto zjednodušením je zatížena hodnota aktuální evapotranspirace celého povodí již značnou nejistotou, proto bylo při hodnocení této veličiny přistoupeno pouze ke srovnání jednotlivých referenčních lokalit. Pro hodnocení statistické významnosti vypočtených rozdílů byla použita jednofaktorová i vícefaktorová analýza rozptylu.

3.3.4 Analýza hydropedologických charakteristik

3.3.4.1 Modely půdních typů dle proudění vody v půdě

Na základě podrobného pedologického průzkumu byly zpřesněny a vymezeny jednotlivé areály půdních typů a subtypů. Těm byly přiděleny specifické hydropedologické vlastnosti a byly zařazeny do kategorizace půdních typů dle hydrologických vlastností HOST (Hydrology of soil types; Boorman et al., 1995). Zároveň k nim byla také přiřazena kategorie dominantního proudění podpovrchového odtoku DHF (Dominant hydrological flow; Schrerrer a Naef, 2003).

3.3.4.2 Stanovení retenčního potenciálu

Hlavním vstupem do výpočtu retenčního potenciálu byly zjištěné hodnoty z analýz jednotlivých sond v rámci pedologického průzkumu. Měřeny byly mocnosti půdních horizontů do matečného substrátu, u hydromorfních půd do dosažení hladiny podzemní vody. Pro stanovení retenčního potenciálu povodí, myšleno volného prostoru pro retenci vody v půdě, byla vytvořena rovnice, jejímiž parametry byly kromě mocnosti půdních horizontů i odhad objemového podílu skeletu a plná vodní kapacita definovaná Sucharou (2007) (7):

$$RP = H \times PVK \times (1 - S) \quad 7$$

kde

- RP – retenční potenciál [mm],
- H – mocnost půdního horizontu [mm],
- PVK – plná vodní kapacita [%],
- S – odhad objemového podílu skeletu [%].

Nejprve byla vypočtena hodnota retenčního potenciálu jednotlivých půdních horizontů, jejich součet pak činil potenciál celého půdního profilu. Retenční potenciál areálu půdního typu byl vypočten jako průměr z hodnot retenčního potenciálu sond stejného půdního typu v rámci zkoumaného areálu. Do výpočtu potenciální retence nebyl započten vliv aktuální objemové vlhkosti ani výšky hladiny podzemní vody.

3.3.4.3 Výpočet aktuální retenční kapacity povodí

Základem pro stanovení aktuální retenční kapacity povodí byl již zmíněný podrobný pedologický průzkum, jehož výsledkem byla mapa půdních typů. K jednotlivým areálům

půdních typů byly zvoleny referenční lokality pro odběr půdních vzorků. V každém z areálů byla podle postupu uvedeného v kapitole 3.2.2.2 vypočtena aktuální objemová vlhkost půdy, která byla odečtena od plné vodní kapacity daného půdního typu. V areálech hydromorfních půd vstupovala do výpočtu aktuální retence dle tohoto vzorce (8) i výška hladiny podzemní vody ze stanovišť uvedených v kapitole 3.2.2.3.

$$RA = (H - HPV) \times (PVK - OOV) \times (1 - S) \quad 8$$

kde

- RA – aktuální retenční kapacita [mm],
 H – mocnost půdního horizontu [mm],
 HPV – výška hladiny podzemní vody [mm],
 PVK – plná vodní kapacita [%],
 OOV – objemová vlhkost půdy [%],
 S – odhad objemového podílu skeletu [%].

Aktuální retence povodí byla vypočtena pro všech 19 odběrných kampaní, u kterých byl zároveň definován stav příčinných podmínek v povodí (suché, průměrné, vlhké). Pro přehlednější interpretaci byly použity průměrné hodnoty retenční kapacity odpovídající jednotlivým stavům příčinných podmínek. Statistická významnost zjištěných rozdílů mezi povodími byla testována párovým t-testem.

3.3.4.4 Identifikace zamokřených ploch

Pro potřeby detailního mapování území jsou v některých případech vhodné metody přímého terénního průzkumu. Hodí se zejména pro malá povodí (řádově do velikosti několika čtverečních kilometrů), neboť bývají časově náročné a pracné, na druhou stranu umožňují velmi detailní a přesný průzkum daného území. Lidský faktor může zatížit výsledky značnou mírou subjektivity. Proto je potřeba před začátkem terénního průzkumu znát nebo stanovit co nejkonkrétnější a nejobjektivnější metodiku, pokud možno aplikovatelnou i v odlišném čase a lokalitě. Různými metodami terénního mapování zamokřených ploch se ve své práci z prostředí Jizerských hor zabývali Kulasová et al. (2014).

Nejjednodušší použitou metodu lze nazvat jako „pozorovací“, spočívající pouze v procházení terénem (po předem určené trase) a pozorování charakteru půdního pokryvu. Pro mapování zamokřených ploch, jakožto jednoho z možných faktorů vzniku a velikost povrchového odtoku, bylo využito právě této pozorovací metody terénního průzkumu. Jako „zamokřené“ byly jednotně označeny plochy spadající podle metodiky Kulasové et al. (2014) do kategorií: I. – viditelný povrchový odtok (vyskytující se jen výjimečně), II. – stojící voda na povrchu a III. – voda vytékající na povrch po došlápnutí. Povodí bylo systematicky procházeno celé, větší pozornost byla věnována částem s travním porostem či listnatými lesy, kde se očekávala přítomnost zamokření. Naopak v jehličnatých lesích se spíše předpokládal účinek odvodnění. K lokalizaci rovněž napomáhaly specifické druhy stromů (zejména olše nebo bříza) či

kvetoucí vlhkomilná květena. Poloha objevených zamokřených ploch byla zaznamenána pomocí turistického GPS přístroje. V závislosti na přítomnosti lesního porostu byla polohová přesnost většinou 4–8 m. Pokud byla zamokřená plocha větší než 25 m², byl zaznamenán její obvod a v mapě je znázorněna plošně, pro menší plochy byly zaznamenány pouze souřadnice přibližného středu a plocha je znázorněna bodově.

3.3.5 Odvodnění krajiny

3.3.5.1 Měření protékanosti povrchových příkopů

Hodnocení protékanosti bylo při terénním průzkumu posuzováno pro každý povrchový příkop zvlášť (pro celkem 108 příkopů). Na základě pozorování byl každý sledovaný úsek zařazen do jedné z následujících kategorií (Kalkus, 2016):

- *tekoucí („T“)* – v příkopu je na vodní hladině pozorovatelný konstantní povrchový odtok
- *louže („L“)* – v příkopu jsou nesouvislé plochy vodní hladiny bez viditelného propojení, není pozorován pohyb vody
- *vlhký („V“)* – půda na dně příkopu je vlhká, což lze potvrdit došlápnutím, kdy dojde k vytlačení vody na povrch, nebo alespoň typickému zvukovému projevu
- *suchý („S“)* – půda je zcela suchá, nemá žádné z výše uvedených znaků

Pokud byly podmínky v různých částech jednoho příkopu odlišné, byl rozdělen na příslušné části. Hodnocení protékanosti proběhlo celkem v 6 termínech, převážně během roku 2015.

3.3.6 Sněhová pokrývka

3.3.6.1 Výpočet vodní hodnoty sněhu

Pro měření výšky sněhu a vodní hodnoty bylo využito sněhoměrné soupravy SM 150-50. Souprava se skládá z odběrného válce, digitální váhy, závěsného vahadla a sněhoměrné tyče. Obsah průřezu měrného válce je 50 cm². Vodní hodnota pro použitý váhový sněhoměr byla vypočtena pomocí vzorce (9):

$$SWE = \frac{1}{S} * m \quad 9$$

kde

SWE – vodní hodnota sněhu [mm],

m – čistá hmotnost sněhu [kg],

S – plocha průřezu odběrného válce [m²].

4 Výsledky

4.1 Hydrologický režim povodí

Průměrné roční odtokové výšky za sledované období 2007–2017 činily u Zbytinského potoka 431 mm, u Tetřívčího potoka 298 mm (Tab. 16). Maximální okamžité kulminace dosáhly krátkodobě nejvyšších hodnot během události z 1.–2. 6. 2013. U Zbytinského potoka hladina kulminovala 2. 6. 2013 ve 2:20 v noci na 71,2 cm (odpovídá průtoku 1 212,35 l.s⁻¹), u Tetřívčího potoka o něco dříve ve 22:10 večer na 80,7 cm (odpovídá průtoku 2 258,58 l.s⁻¹). Kromě výše uvedené extrémní odtokové události setrávaly výšky hladin v době srážkoodtokových epizod nad hydrometrované hodnoty řádově desítky minut až jednu, maximálně dvě hodiny.

Průměrný dlouhodobý roční srážkový úhrn pro stanici SPA je 753 mm (hydrologické období 1984–2017). Nejvyšší roční srážkový úhrn (1 386 mm) byl zaznamenán v době výskytu katastrofální povodně v Česku v roce 2002, nejnižší v roce 2015 – 546 mm (ČHMÚ). Sledované období experimentálního monitoringu (2007–2017) lze charakterizovat jako srážkově nadprůměrné s průměrným ročním úhrnem srážek ve stanici SPA 806 mm (Tab. 16). Srážkově nejvydatnějším rokem experimentálního období byl rok 2009. Maximální dvoudenní srážkový úhrn v párových povodích byl však zaznamenán právě při výše zmíněné extrémní události, kdy mezi 1.–2. 6. 2013 napršelo celkem 123 mm.



Obrázek 25 - Významná odtoková událost (červen 2009)

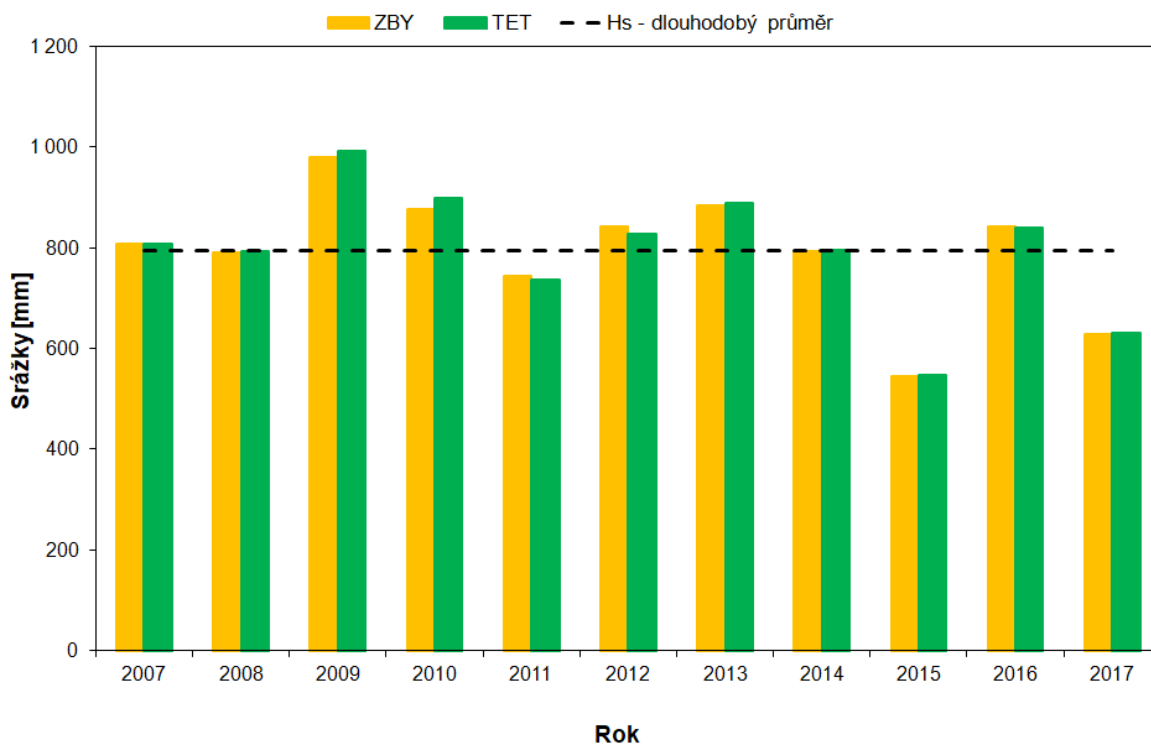
Tabulka 16 - Srážkové a odtokové charakteristiky za celé období pozorování

ZBY	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2007-2017
Hor [mm]	292,21	439,30	479,26	501,61	394,90	430,97	605,74	375,48	367,56	467,25	382,52	430,62
Hod max [mm]	13,54	12,65	19,88	7,55	5,05	7,77	32,05	13,05	6,04	10,50	9,80	12,53
Hod min [mm]	0,21	0,32	0,46	0,63	0,62	0,58	0,62	0,46	0,42	0,58	0,42	0,48
Hsr [mm]	808	790	980	876	743	841	885	792	546	841	630	794
φ [%]	0,36	0,56	0,49	0,57	0,53	0,51	0,68	0,47	0,67	0,56	0,61	0,54
Vodnost roku	MS	P	V	V	P	P	MV	S	S	V	S	
TET	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2007-2017
Hor [mm]	222,52	316,24	414,66	441,76	253,63	265,69	467,73	260,39	239,47	220,88	173,73	297,88
Hod max [mm]	16,72	11,49	24,91	11,28	4,79	8,86	45,67	12,16	4,77	7,67	3,66	13,82
Hod min [mm]	0,18	0,26	0,30	0,47	0,26	0,28	0,38	0,24	0,21	0,23	0,20	0,27
Hsr [mm]	808	794	993	900	737	827	890	795	547	839	630	796
φ [%]	0,28	0,40	0,42	0,49	0,34	0,32	0,53	0,33	0,44	0,26	0,28	0,37
Vodnost roku	S	V	V	V	P	P	MV	P	S	S	MS	
SPA (ČHMÚ)	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2007-2017
Hsr [mm]	809	856	977	882	751	866	897	812	546	858	618	806

Vysvětlivky: MS - mimořádně málo vodný rok; S - málo vodný rok; P - průměrně vodný rok; V - vodný rok; MV - mimořádně vodný rok

4.1.1 Hodnocení časových řad srážek a odtoku

Průměrný roční úhrn srážek byl v obou povodích téměř 800 mm. Z Obr. 26 je zřejmé, že se objem srážek mezi povodími téměř neliší a lze tedy pro další analýzy přijmout předpoklad, že srážkový vstup je pro obě povodí totožný. Celkový průměr srážek za sledované období výrazně ovlivnily poslední roky, během nichž byl dvakrát zaznamenán výrazně podprůměrný úhrn srážek (v roce 2017 o 20 % a v roce 2015 o 33 % méně než je dlouhodobý průměr).



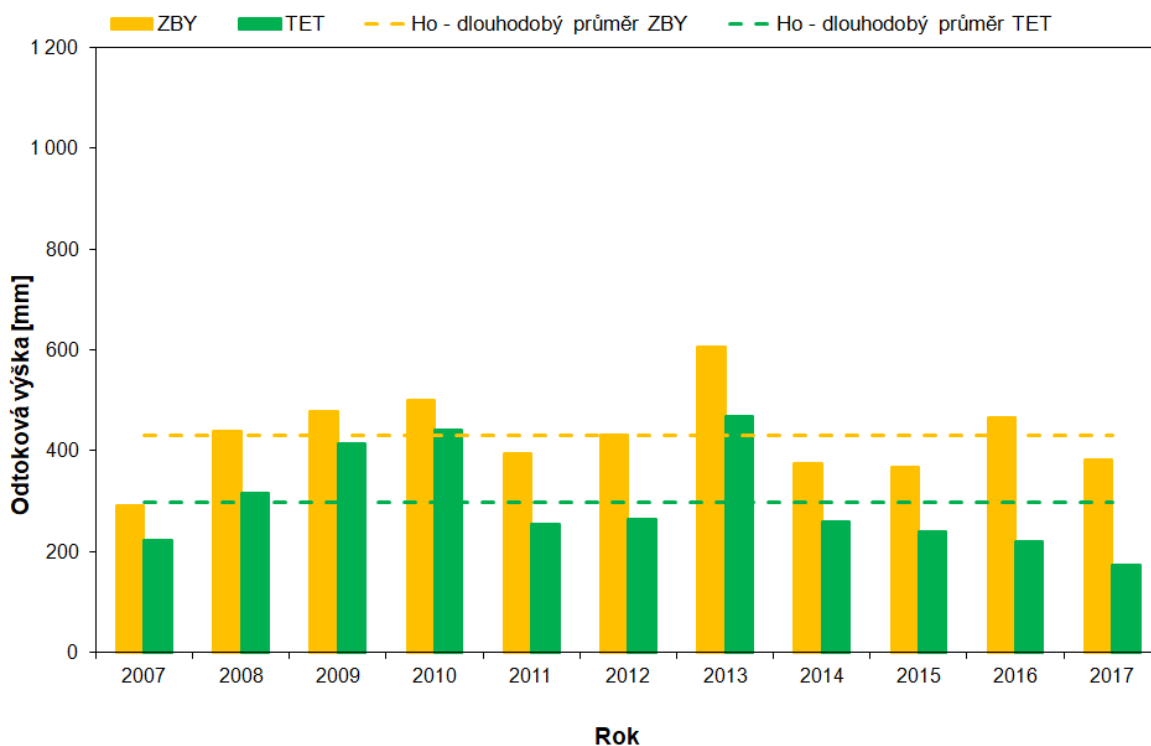
Obrázek 26 - Roční úhrn srážek

Obecně odtéká více vody z povodí Zbytinského potoka, přibližně o 45 % než je dlouhodobý průtok Tetřívčího potoka. Nejvodnějším rokem byl v obou povodích rok 2013, nejméně vodním v povodí ZBY rok 2007 a v povodí TET rok 2017 (Obr. 27). V posledních dvou letech došlo ke změně trendu odtoku v obou povodích. Zatímco v povodí ZBY zůstal po extrémním roce 2013 odtok stabilní a spíše se jeho hodnoty zvyšovaly, v povodí TET naopak došlo k setrvalému postupnému poklesu odtoku. V dalších analýzách je snahou rozkrýt možné příčiny této odlišné tendence, která se v obou povodích začala projevovat.

Odtok v teplém půlroce byl v obou povodích v prvních čtyřech letech pozorování téměř identický (Obr. 28). První větší odchylky byly zjištěny v roce 2011, přičemž nejvýraznější rozdíl v odtoku byl zaznamenán v teplém půlroce 2016, kdy byl odtok z povodí Zbytinského potoka o 106,6 % větší než je dlouhodobé srovnání letních průtoků za celé pozorované období (Tab. 17).

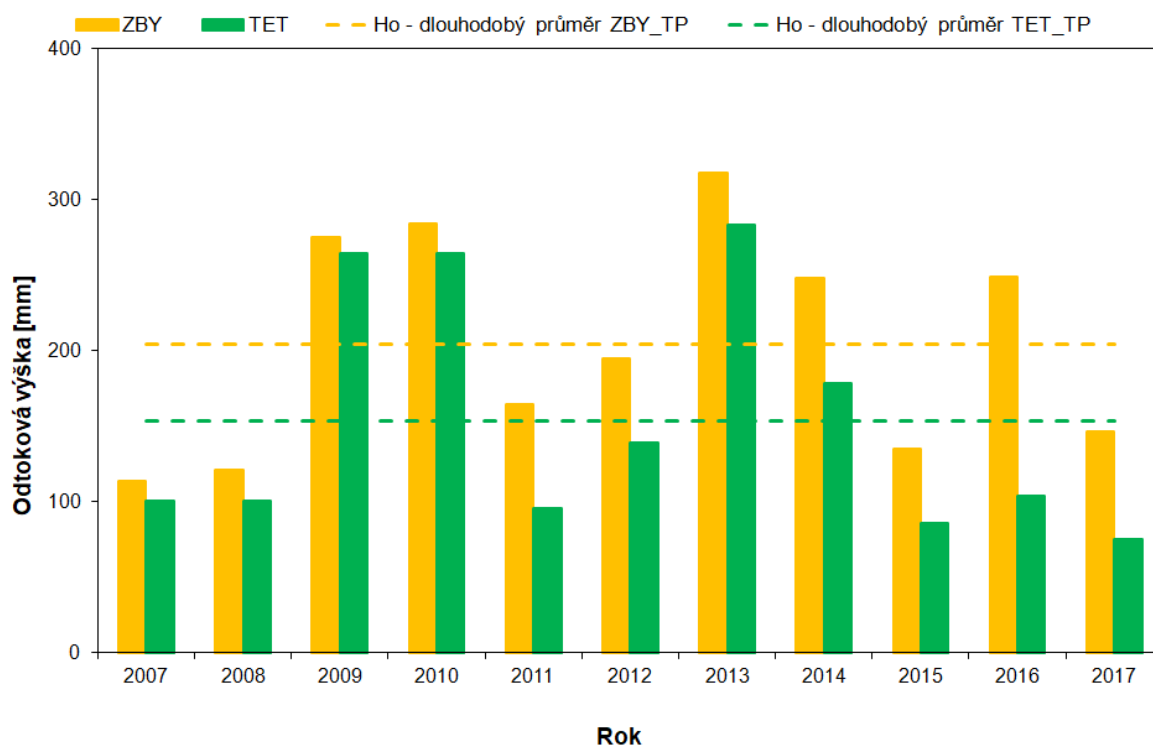
Tabulka 17 - Rozdíl v odtokové výšce v teplém půlroce

Hydrologický rok	Ho _{TP} ZBY [mm]	Ho _{TP} TET [mm]	Rozdíl Ho _{TP} [%]
2007	113,3	100,1	113,2
2008	120,9	100,4	120,5
2009	275,3	264,4	104,2
2010	283,8	264,5	107,3
2011	164,0	95,9	171,1
2012	194,8	139,2	140,0
2013	317,5	283,6	111,9
2014	248,3	178,2	139,3
2015	135,1	85,7	157,7
2016	248,8	103,9	239,6
2017	146,2	75,0	194,9
2007 - 2017			133,0

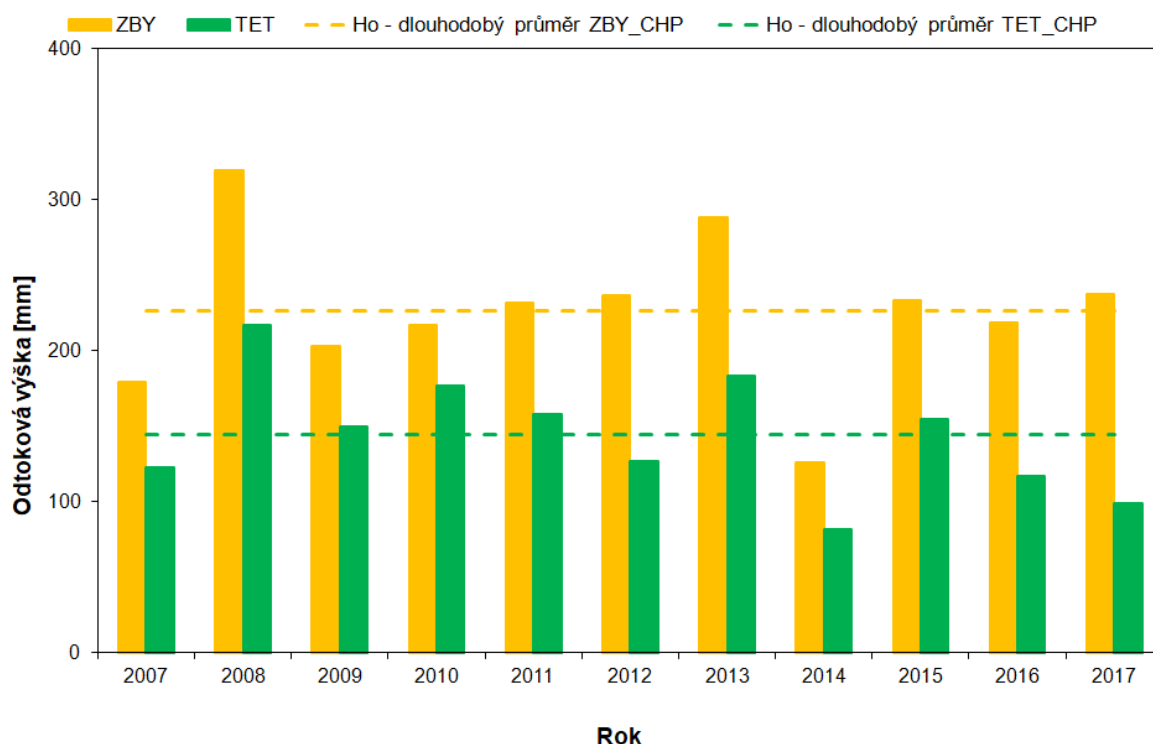


Obrázek 27 - Roční odtoková výška

Rozdíl v odtoku z obou povodí v chladném půlroce je méně rozkolísaný, v průměru je však větší ve prospěch povodí Zbytinského potoka než v teplém půlroce (Obr. 29). Největší rozdíl byl zaznamenán v chladném půlroce 2017, hodnoty rozdílu jsou totožné jako při maximu v teplém půlroce. Je zřejmé, že na přelomu let 2016 a 2017 došlo k významnému poklesu odtoku v lesním povodí, který neodpovídal obvyklé srážkové dotaci v tomto území.



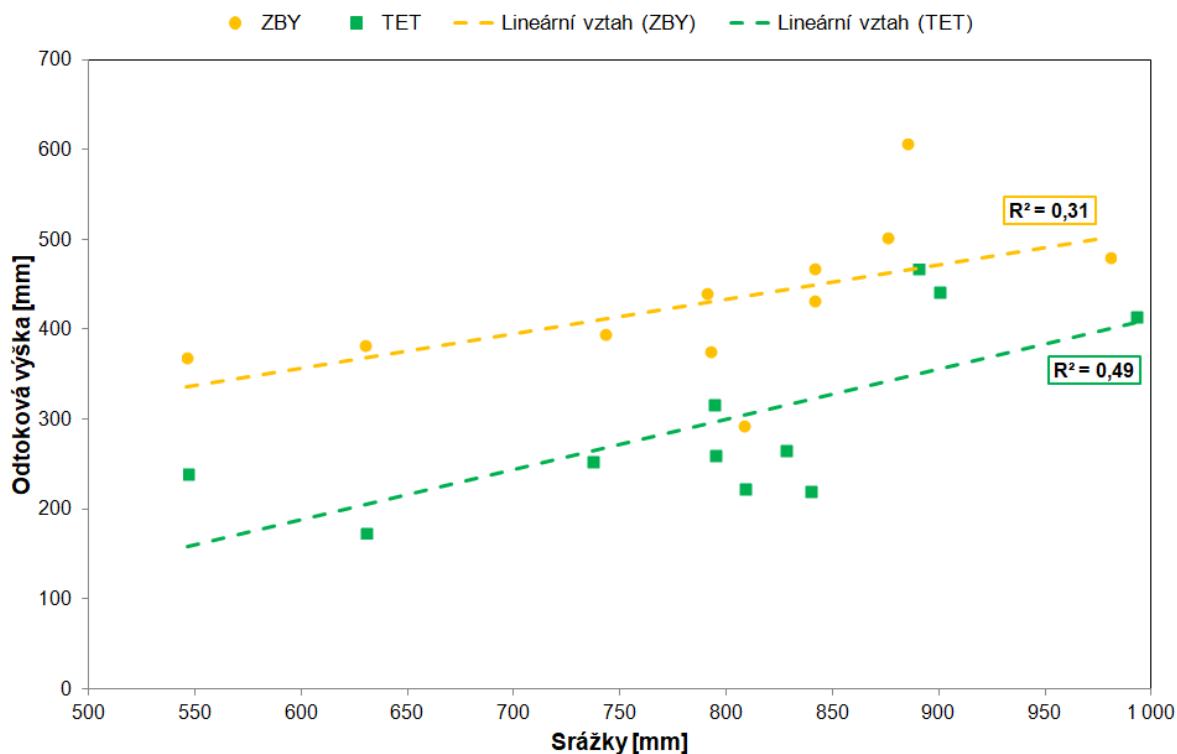
Obrázek 28 - Odtoková výška v teplém půlroce



Obrázek 29 - Odtoková výška v chladném půlroce

Vztah mezi srážkovým úhrnem a odtokem vody z povodí není u obou povodí příliš silný (Obr. 30). Těsnější vztah je zaznamenán u lesního povodí. Každopádně je zřejmé, že se voda ze srážek transformuje i do jiných složek hydrologické bilance, než je povrchový odtok v

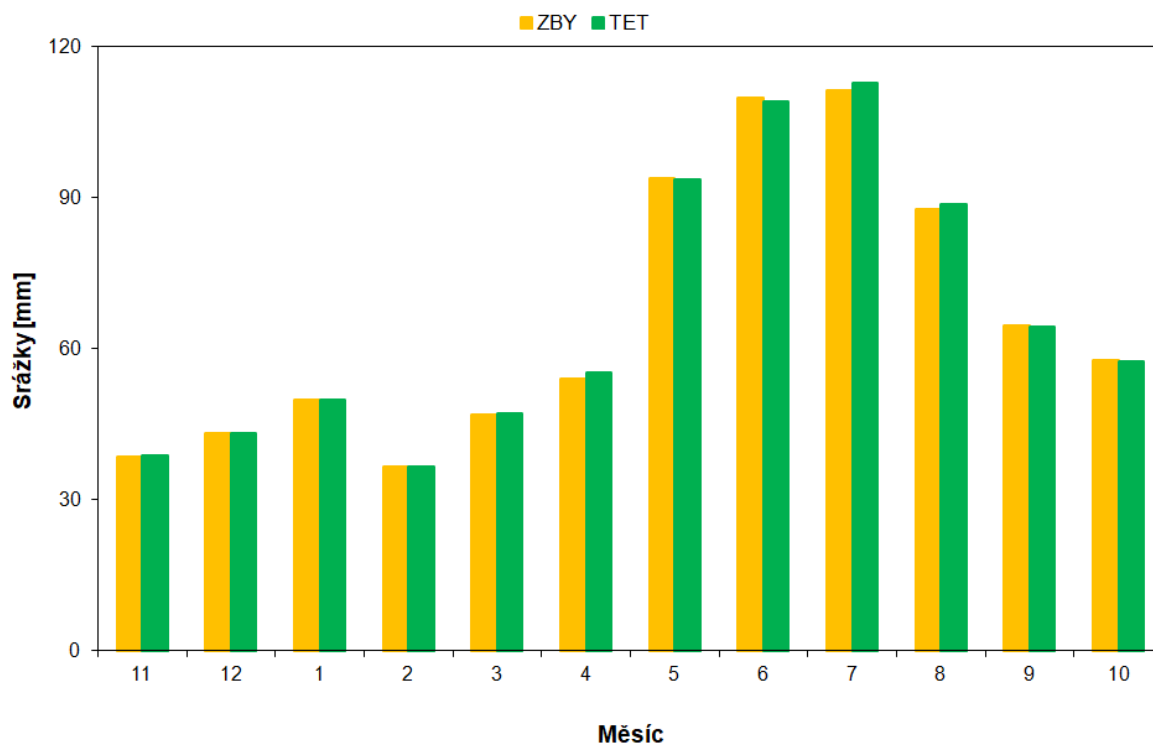
recipientu. Ukázalo se, že když hodnotíme hydrologický rok opět z hlediska teplého a chladného půlroku, vztahy mezi srážkami a odtokem jsou o něco silnější. V teplém půlroce reaguje na kapalně srážky citlivěji lesní povodí Tetřívčího potoka, v chladném půlroce naopak na srážky způsobující odtok při tání sněhové pokrývky luční povodí Zbytinského potoka.



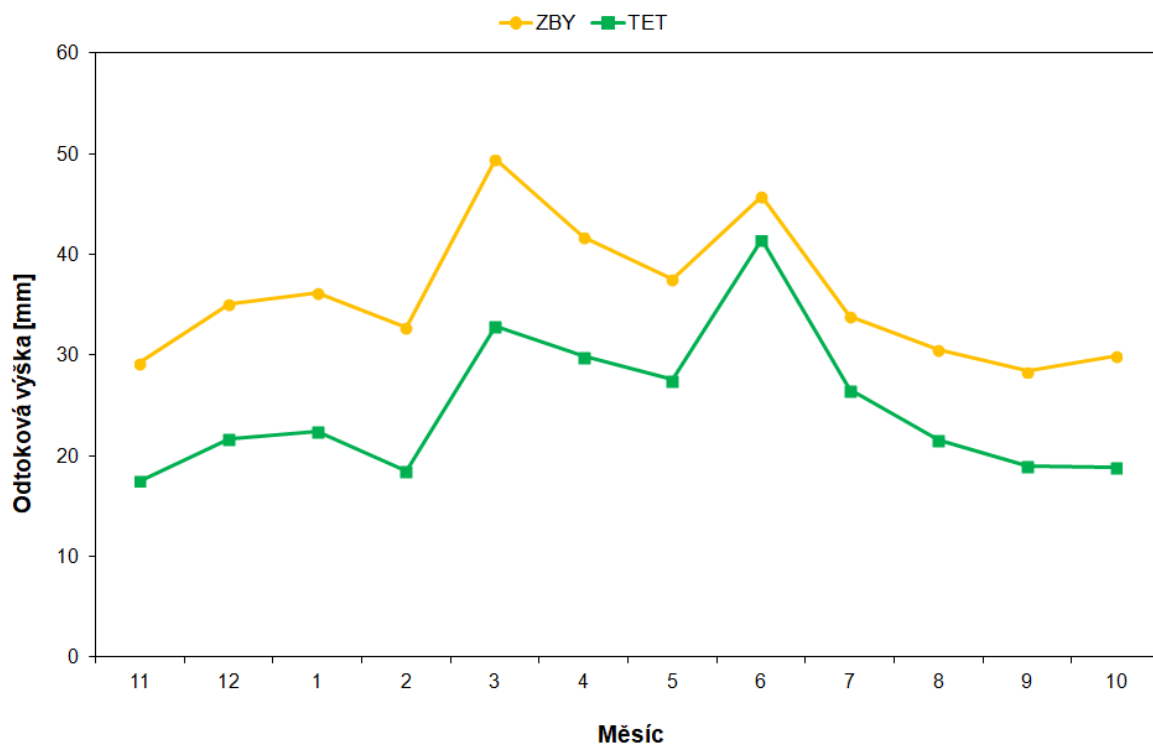
Obrázek 30 - Vztah mezi ročními srážkami a odtokem

Z pohledu dlouhodobých měsíčních úhrnů srážek je patrný výrazný roční chod s jedním (letním) maximem v červnu a červenci, kdy měsíčně naprší v průměru více než 100 mm. Nejsuššími měsíci jsou naopak únor a listopad (Obr. 31). Obecně bylo zjištěno, že úhrn srážek v teplém půlroce dvojnásobně převyšuje srážky chladného půlroku.

Roční chod odtoku se naopak vyznačuje dvěma maximy, paradoxně se však pro každé z povodí vyskytuje hlavní maximum v jiném měsíci (Obr. 32). Povodí Zbytinského potoka dosahuje největšího odtoku v době jarního tání v březnu, což potvrzuje i těsnější vztah zimních srážek a odtoku popsany výše. Na druhou stranu, z lesního povodí Tetřívčího potoka odtéká nejvíce vody v červnu, což značí citlivější reakci na letní srážková maxima. Minimální odtok z lučního povodí je zaznamenán na podzim (září a listopad), v lesním povodí dochází kromě podzimního minima (listopad) i k dílčímu poklesu odtoku v únoru, což lze částečně vnímat jako odpovídající reakci na srážkové minimum.

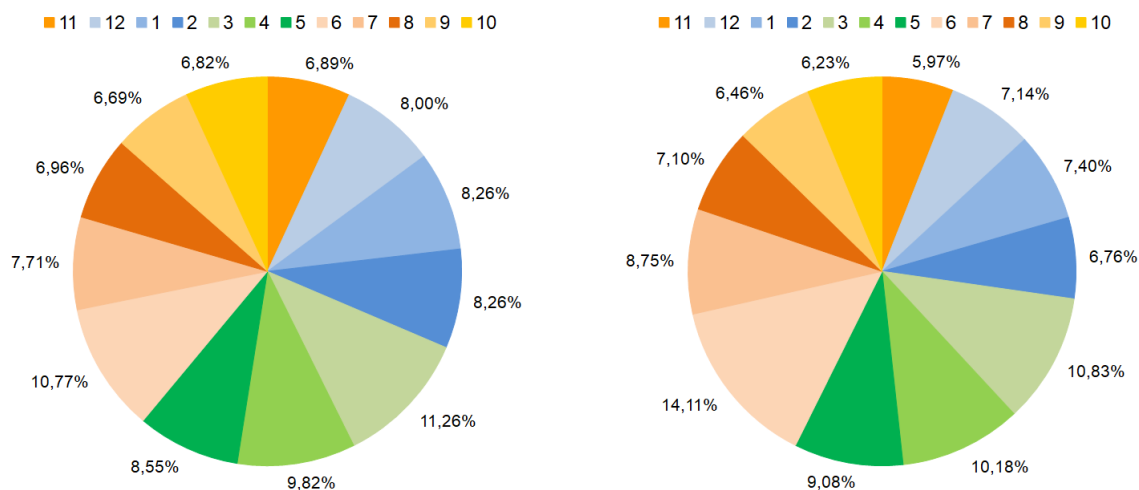


Obrázek 31 - Dlouhodobý měsíční úhrn srážek

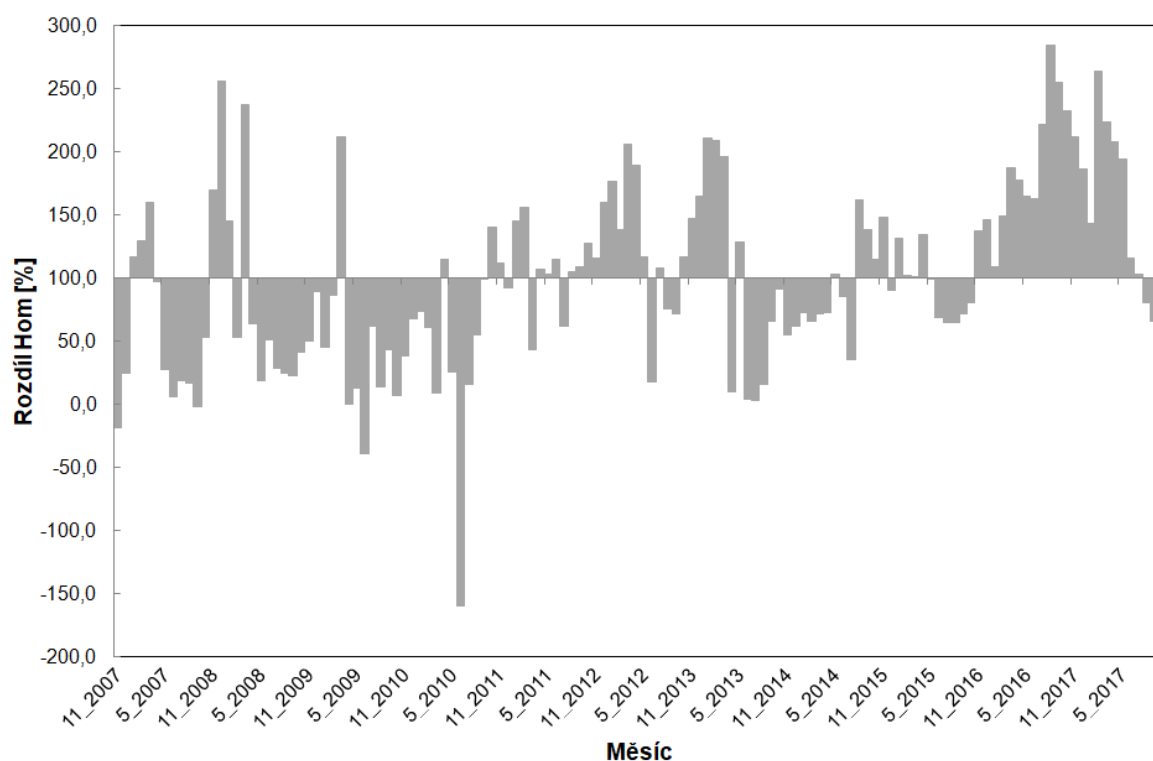


Obrázek 32 - Dlouhodobá měsíční odtoková výška

Zmíněné poznatky podporuje i rozložení dlouhodobého měsíčního odtoku v průběhu roku. Z uvedených hodnot procentuálních podílů je zřejmá větší variabilita měsíčních průtoků v lesním povodí (Obr. 33). Podporuje to i srovnání koeficientu Kr vycházejícího z měsíčních průtoků. V lučním povodí dosahuje hodnoty 1,688, kdežto v lesním povodí 2,709.



Obrázek 33 - Rozložení měsíčního odtoku v rámci hydrologického roku



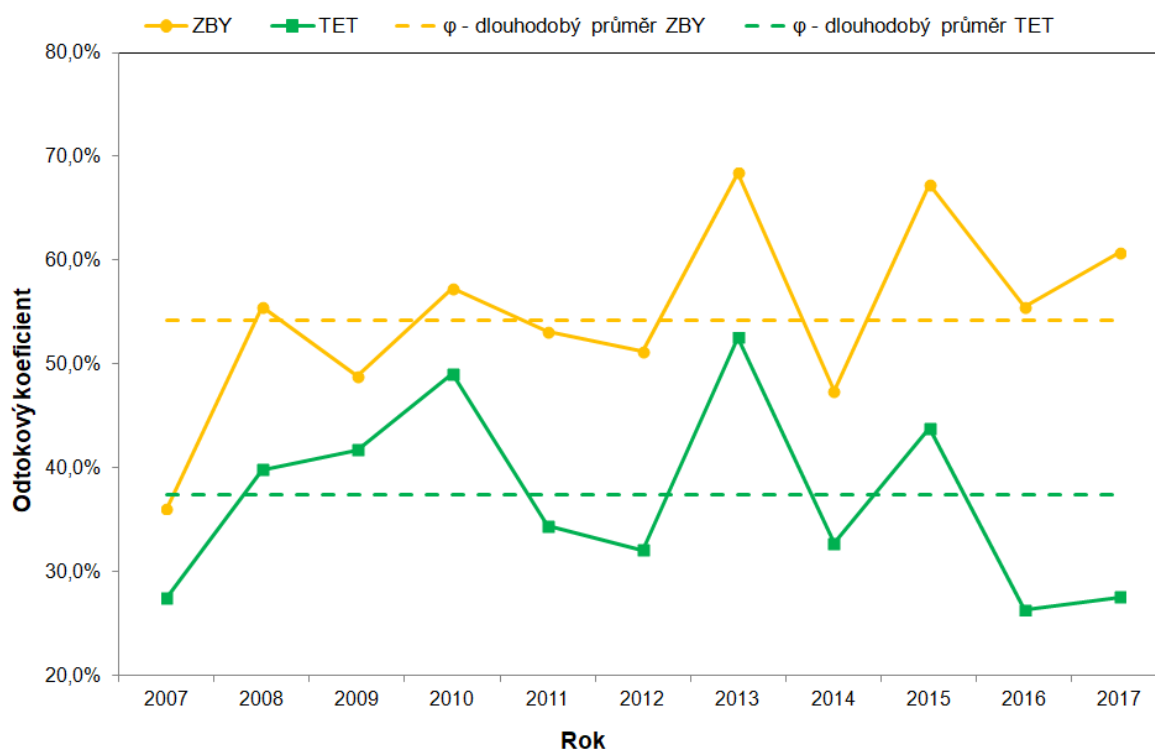
Obrázek 34 - Procentuální rozdíly měsíčních odtokových výšek mezi ZBY a TET

Na Obr. 34 je pak zřetelně vidět, v jakém období docházelo k významným odchylkám v odtoku vody mezi oběma povodími. Graf ukazuje procentuální rozdíly měsíčních odtokových výšek vztahených k průměrnému měsíčnímu rozdílu. Hodnota 100 % tedy označuje stav běžné dlouhodobé difference měsíčního odtoku mezi povodími, kdy je větší odtok produkován z lučního povodí Zbytinského potoka. Stav nad 100 % značí, o kolik

procent je odtok z lučního povodí větší oproti dlouhodobému průměru, stav pod 100 % pak o kolik procent je odtok z lučního povodí menší oproti dlouhodobému průměru. Pokud se procentuální měsíční rozdíly dostaly do záporných hodnot, znamenalo to, že v daném měsíci byl větší odtok zaznamenán v lesním povodí. Z grafu je patrný zřetelný nárůst difference odtoku v neprospěch lesního povodí, který kontinuálně trval od listopadu 2015 do července 2017. Průměrný nárůst rozdílu v tomto období činil skoro 85 %, v některých extrémních měsících, hlavně koncem léta 2016, byly rozdíly více než 2,5krát vyšší oproti dlouhodobému průměru.

4.1.2 Hodnocení odtokového koeficientu

Pro obě povodí byly za celé sledované období stanoveny roční odtokové koeficienty. Podle předpokladů byl odtokový koeficient v lesním povodí Tetřivčího potoka výrazně nižší než v lučním povodí Zbytinského potoka, a to jak za celé hodnocené období, tak v rámci jednotlivých let (Obr. 35). Při uvážení velmi podobné srážkové dotace na obou povodích odteklo z povodí Tetřivčího potoka ročně v průměru o 17 % objemu vody ze spadlých srážek méně. Největší rozdíly samozřejmě souvisí s obdobím významného poklesu odtoku v lesním povodí v posledních dvou letech, v roce 2016 činila odchylka odtokového koeficientu 29 %, v roce 2017 dokonce 33 %.



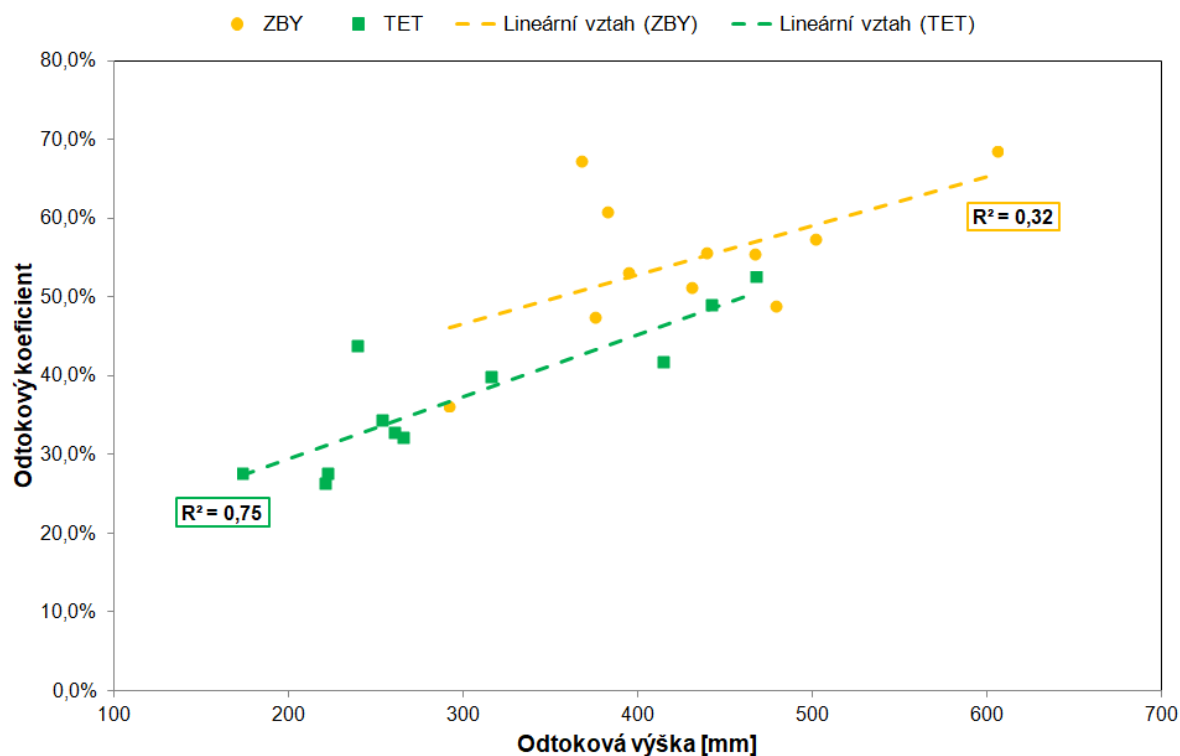
Obrázek 35 - Roční odtokový koeficient

Vzhledem k výše zjištěným poznatkům nepřekvapí, že u lesního povodí odtokový koeficient poměrně úzce koreluje s velikostí odtoku. V lučním povodí je závislost mezi ročním odtokovým koeficientem a odtokovou výškou mnohem méně těsná (Obr. 36). Při porovnání rozdílů v ročních odtokových koeficientech obou povodí vidíme, že se v posledních letech difference výrazně zvětšuje (Tab. 18). Když pomineme chladnou část roku, ve které jsou

rozdíly v odtoku významně ovlivněny vyšší mírou intercepce lesa, tak je na vině hlavně období teplého půlroku, kdy v sušších letech odtéká z lesa výrazně méně vody než ve vlhčích (Obr. 37). Testování významnosti rozdílů v ročním i sezónním odtokovém koeficientu párovým t-testem prokázalo, že vysledované difference jsou na 5 % hladině významnosti statisticky signifikantní.

Tabulka 18 - Rozdíl v ročních odtokových koeficientech obou povodí

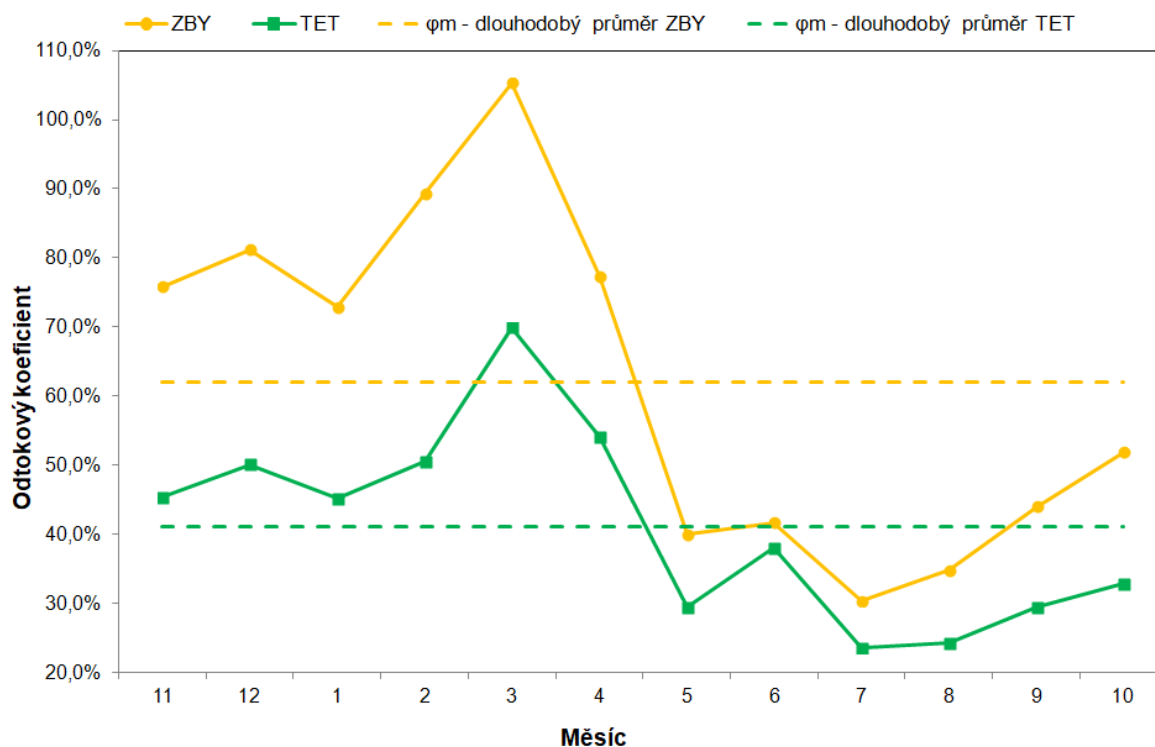
Hydrologický rok	φ_{ZBY} [%]	φ_{TET} [%]	Rozdíl φ [%]
2007	36,2	27,5	8,6
2008	55,6	39,8	15,7
2009	48,9	41,8	7,1
2010	57,3	49,1	8,2
2011	53,1	34,4	18,7
2012	51,2	32,1	19,1
2013	68,4	52,6	15,9
2014	47,4	32,8	14,6
2015	67,3	43,8	23,5
2016	55,5	26,3	29,2
2017	60,7	27,6	33,2
2007 - 2017	54,2	37,4	16,8



Obrázek 36 - Vztah mezi roční odtokovou výškou a odtokovým koeficientem



Obrázek 37 - Odtokový koeficient v teplém půlroce



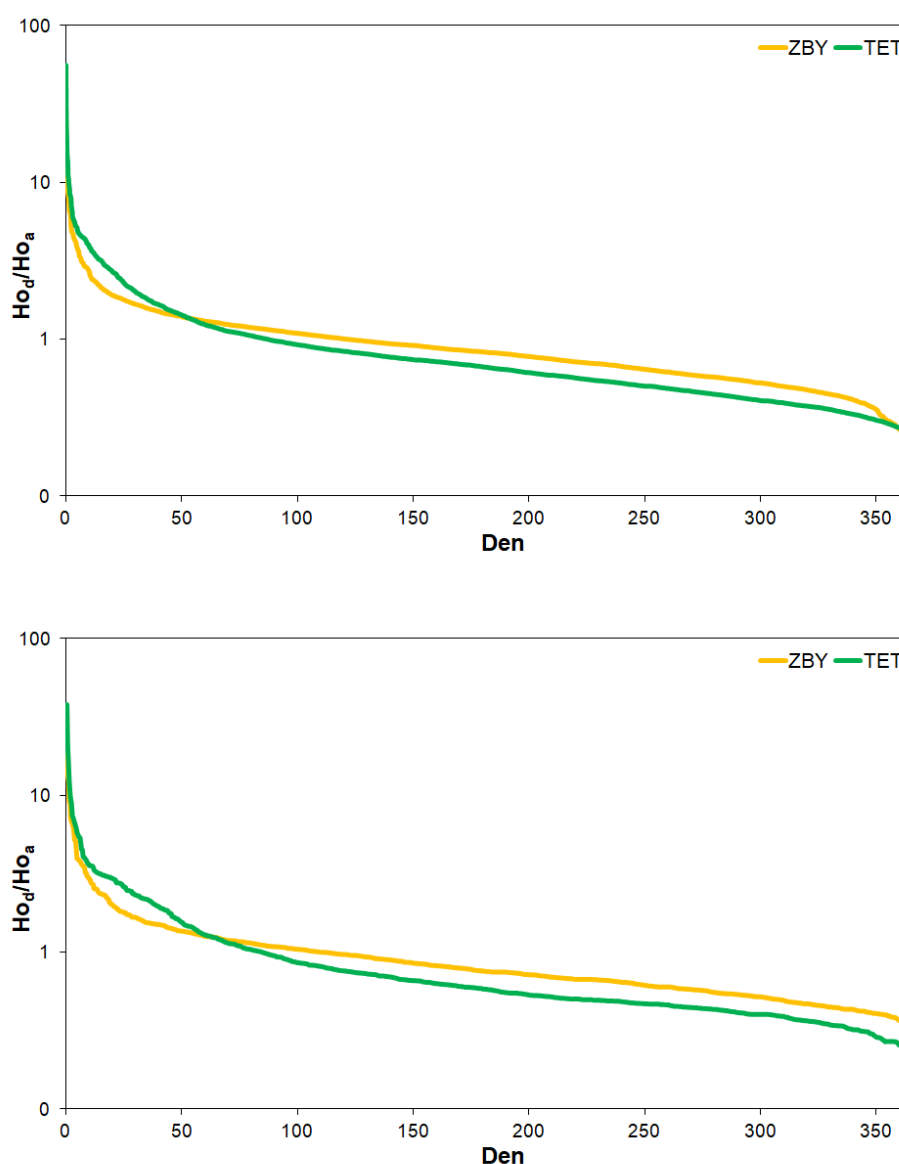
Obrázek 38 - Dlouhodobý měsíční odtokový koeficient

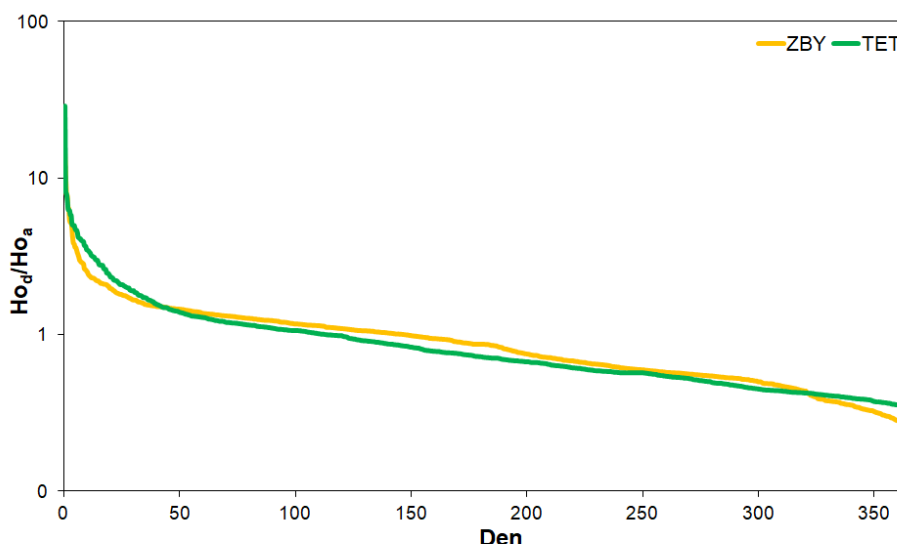
Jak již bylo zmíněno, absolutně největší rozdíly v hodnotě odtokového koeficientu mezi oběma povodími jsou v chladném půlroce. V březnu, kdy vrcholí tání sněhové pokrývky, přesahuje průměrný odtokový koeficient 100 % (tzn., že v daném měsíci převažuje odtok nad

srážkami). Nejnížší hodnoty a nejmenší rozdíly jsou naopak zjištěny v letních měsících, ve kterých se soustředí nejvíce srážko-odtokových epizod, během nichž velká část příčinné srážky přímo odtéká ve formě přímého odtoku (Obr. 38). Bylo prokázáno, že rozdíly v měsíčním odtokovém koeficientu mezi oběma povodími jsou na 5% hladině významnosti statisticky významné. Je zjevné, že míra signifikance je u měsíců chladného půlroku podstatně větší.

4.1.3 Hodnocení variability odtoku

Jako základní ukazatel variability odtoku byly pro oba sledované vodní toky sestaveny křivky překročení m-denních průtoků. Pro detailnější analytický pohled byly zkonstruovány křivky i pro vodné (2009, 2010 a 2013) a suché roky (2007, 2015 a 2017). Na první pohled mají všechny křivky velmi podobný průběh (Obr. 39).





Obrázek 39 - Křivky překročení m-denních průtoků (shora – celé období; vlhké roky; suché roky)

Po většinu roku odtéká z lesního povodí Tetřívčího potoka méně vody než z lučního povodí Zbytinského potoka. Významnější rozdíly se projevují:

- v oblasti nízkých průtoků, kdy zalesněné povodí zejména v suchých letech nadlepšuje průtok,
- v oblasti vyšších průtoků, kdy zalesněné povodí zejména ve vodných letech vykazuje výraznější odtokové odezvy.

Kombinace zjištěných poznatků se následně odráží ve výsledné křivce za celé období. Z jejího průběhu je patrné, že větší rozkolísanost průtoků je zaznamenána v lesním povodí.

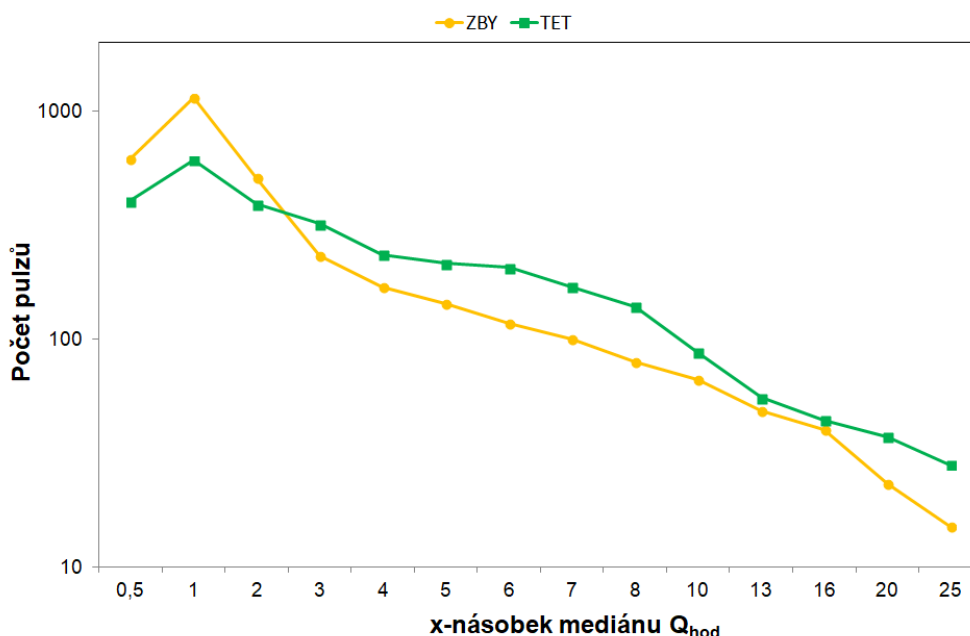
Tabulka 19 - Statistické ukazatele variability odtoku ze celé období pozorování

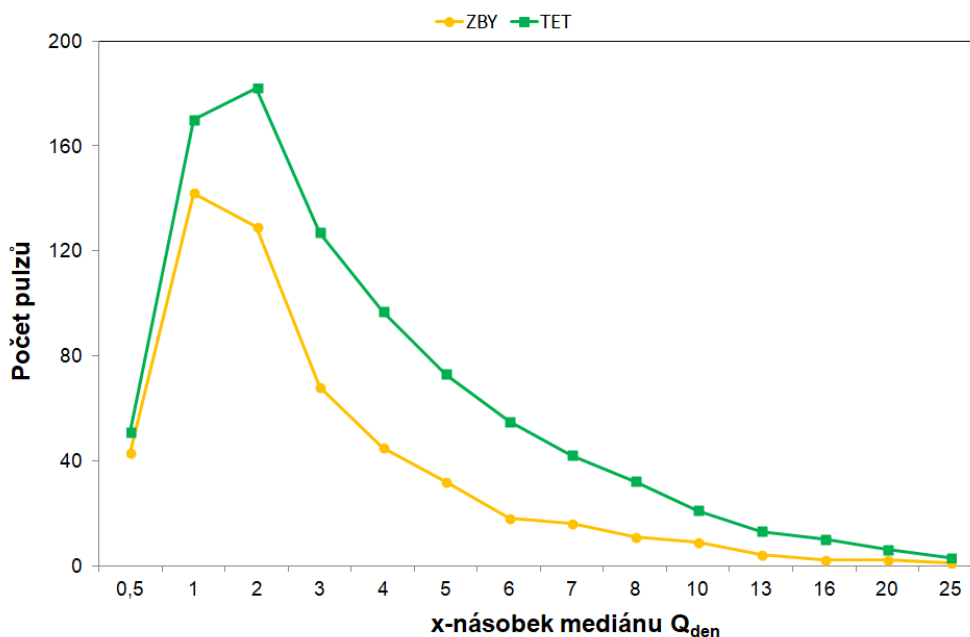
Typ průtoku	Povodí	Cv	FI	Vmed
Q_{hod}	ZBY	1,166	0,057	0,520
	TET	1,977	0,058	0,829
Q_{den}	ZBY	0,951	0,215	0,505
	TET	1,568	0,341	0,807
Q_{mes}	ZBY	0,498	0,306	0,378
	TET	0,730	0,430	0,537

Tuto skutečnost potvrzují i hodnoty statistických ukazatelů variability odtoku, které byly vypočteny pro různá časová měřítka průtoků (hodinové, denní, měsíční) za celé období pozorování. U všech sledovaných ukazatelů je variabilita průtoků větší u lesního povodí a zároveň je potvrzena i citlivost velikosti variability na časovém měřítku průtoků (Tab. 19). Podle konstrukce daného ukazatele se buď variabilita odtoku se zmenšením časového kroku zvětšuje (jako u C_v nebo V_{med}) nebo naopak zmenšuje (např. FI). Kromě toho byly pro obě povodí vypočteny koeficienty variability denních průtoků i v jednotlivých letech. Téměř bez výjimky byla ve všech letech opět větší variabilita průtoků v lesním povodí. Obecně platí, že se rozdíl ve variabilitě mezi povodími zvyšoval se zvětšující se vodností daného roku. Párový

t-test prokázal, že zjištěné rozdíly ve variabilitě průtoků obou povodí jsou signifikantní na 5% hladině významnosti.

Zajímavé výsledky přinesla i metoda analýzy hydrologické disturbance, založená na frekvenci a době trvání pulzů nad hodnocenou mez odtoku. Vztah mezi počtem pulzů a daným velikostním prahem odtoku ukazuje Obr. 40. Pro srovnání byl výpočet aplikován na hodinové i denní průtoky. U hodinových průtoků bylo největšího počtu pulzů dosaženo ve velikostní kategorii 1M (medián hodinového průtoku). Se zvětšujícími se velikostními prahy nastává pokles množství pulzů, který je způsoben méně častým výskytem větších průtoků. U průtoků menších než 1M naopak dochází k poklesu počtu pulzů vlivem nárůstu doby trvání a koagulací („spojováním“) jednotlivých pulzů. Počet pulzů do hodnoty 2M (dvojnásobek mediánu hodinového průtoku) je výrazně větší pro luční povodí Zbytinského potoka, od průtoků větších než 3M je naopak zaznamenán nepatrně větší počet pulzů u lesního povodí Tetřívčího potoka. U denních hodnot je pak situace jednoznačnější. Bez ohledu na velikost průtoku je větší počet pulzů (a tedy i rozkolísanost průtoků) dosažen v lesním povodí. Drobný rozdíl je pouze v tom, že maximum počtu pulzů v lučním povodí odpovídá velikosti 1M, kdežto v lesním povodí se maximum počtu pulzů přesunulo k hodnotám 2M. Přestože se u malých povodí, jejichž odtoková odezva je menší než jeden den, doporučuje použít při analýze hydrologické disturbance co nejkratší časový krok (hodinový), nemusí to být v našem konkrétním případě ideální řešení. Záznam vodního stavu v závěrovém profilu Zbytinského potoka je náchylný na občasné vlnění vodní hladiny (hlavně při delších bezesrážkových obdobích), což má za následek, že v oblasti průměrných a podprůměrných průtoků může docházet k systematickému zvýšení jejich rozkolísanosti. Tato chyba se s prodlužujícím se časovým krokem stírá, což vysvětluje rozdílný průběh počtu pulzů u průtoků nižších než 2M u hodinových a denních dat. Párový t-test prokázal statisticky významné rozdíly v počtu pulzů pouze v případě denních průtoků. U hodinových statisticky signifikantní změna zaznamenána nebyla.



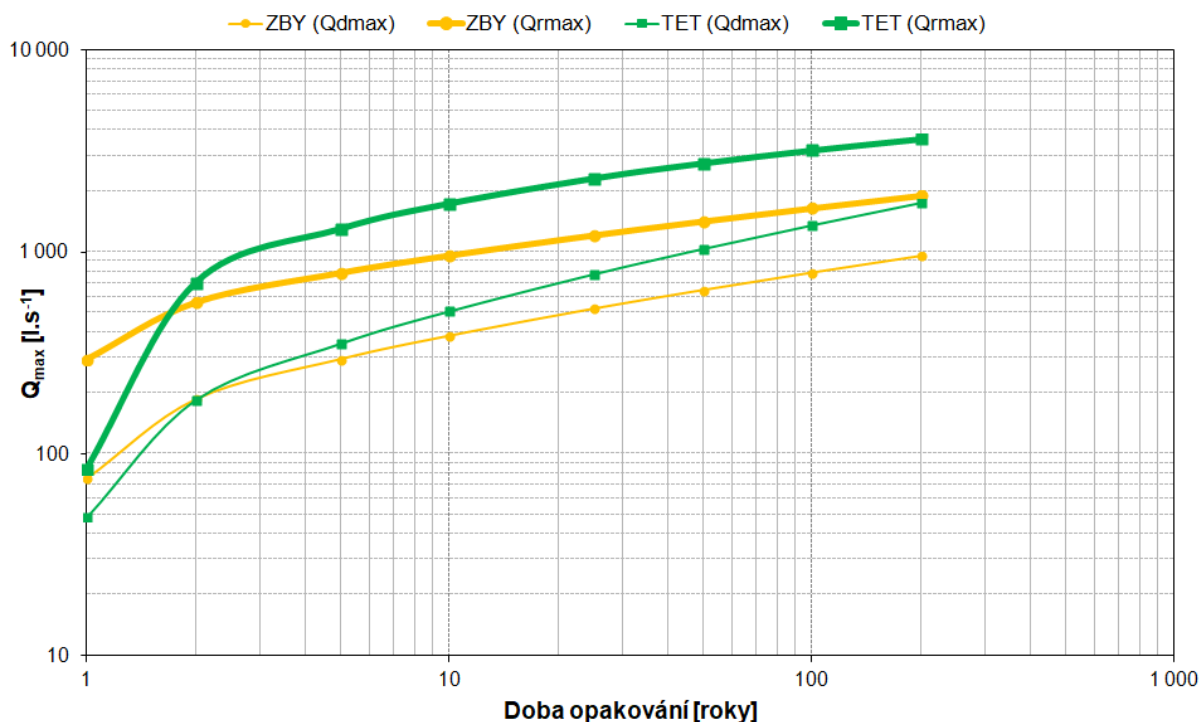


Obrázek 40 - Počet pulzů pro vybrané násobky medianu Q (nahore - Q_{hod}; dole - Q_{den})

Celková doba trvání pulzů do hodnoty 2M je u obou povodí téměř shodná. S rostoucím průtokem se však rozdíly v celkové době trvání pulzů zvětšují ve prospěch lesního povodí. Odpovídajícím způsobem je u lesního povodí delší i průměrná doba trvání pulzu, což svědčí o výraznější odtokové odezvě z tohoto povodí v době vyšších průtoků.

4.1.4 Hodnocení extremity odtoku

Pro porovnání chování obou povodí v průběhu extrémních odtokových událostí byly zkonstruovány křivky N–letosti maximálních průtoků. V obou variantách, jak pro maximální průměrné denní průtoky v roce, tak pro maximální dosažené roční průtoky, jsou hodnoty průtoků nad 2–letou vodu vyšší v lesním povodí (Obr. 41). To znamená, že přestože v dlouhodobém průměru odtéká více vody z lučního povodí Zbytinského potoka, při významných odtokových událostech se extrémněji projevuje lesní povodí Tetřívčího potoka. Během sledovaného období byl zaznamenán maximální vodní stav v lesním povodí 1. 6. 2013 a přepočtený průtok činil 2 258,58 l/s. V lučním povodí byl sice nejvyšší vodní stav zaznamenán necelé dva měsíce po instalaci ultrazvukového čidla (13. 7. 2006), ale kvůli komplikacím s měřením těchto extrémních hodnot nemohl být záznam považován za relevantní. Největší ověřený vodní stav byl tak naměřen 2. 6. 2013 a odvozený průtok dosáhl hodnoty 1 212,35 l/s. Je třeba oprávněně podotknout, že při uvažování extrémní události z července 2006 by se křivka N–letosti u lučního povodí více přiblížila křivce lesního povodí. Uvedené maximální průtoky se v obou případech pohybují kolem hodnot 25–leté vody.

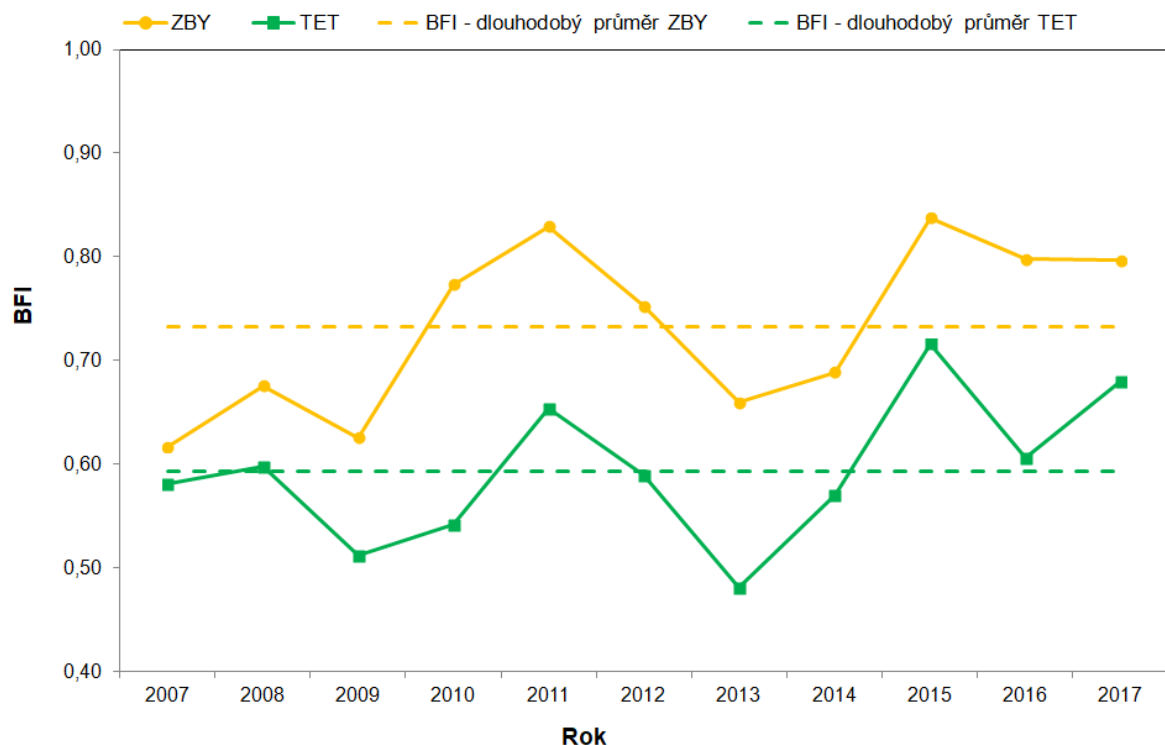


Obrázek 41 - Křivky N-letosti maximálních ročních průtoků a maximálních průměrných denních průtoků

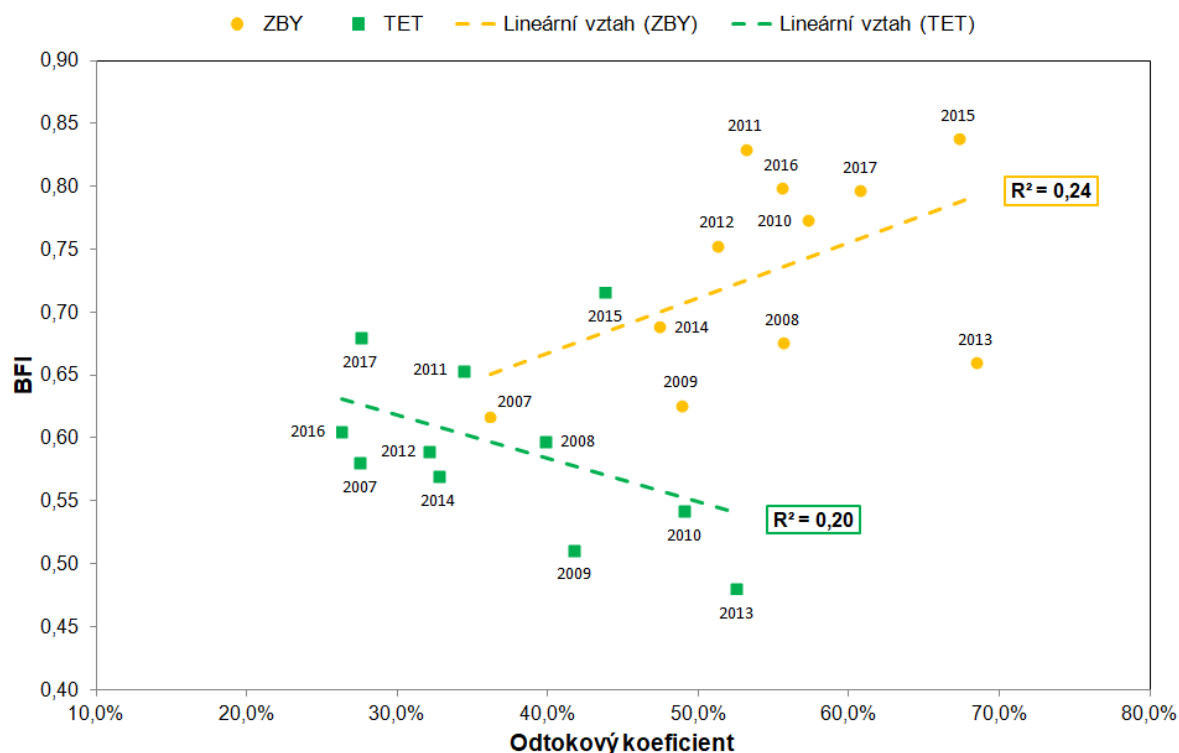
4.1.5 Hodnocení základního odtoku

Pro každé povodí byl vypočten index BFI v ročním a měsíčním časovém měřítku. Obecně je větší zastoupení základního odtoku na celkovém odtoku v lučním povodí, v průměru o 14 %. Největší podíl základního odtoku byl shodně u obou povodí zaznamenán v suchém roce 2015 (Obr. 42). Nejmenší podíl základního odtoku byl v lesním povodí zjištěn v mimořádně vodním roce 2013, ale v lučním povodí naopak v mimořádně suchém roce 2007. Je poměrně překvapivé, že jsou obě povodí z hlediska vztahu mezi základním odtokem a celkovým odtokem tak rozdílná. Párový t-test rovněž potvrdil, že vypočtené rozdíly BFI jsou na 5% hladině významnosti statisticky významné.

Zaměřili jsme se také na srovnání vztahů mezi indexem BFI a odtokovým koeficientem, tedy parametry, které jsou úzce spjaté s celkovou hydrologickou bilancí povodí. V lesním povodí byla zaznamenána negativní korelace mezi podílem odtoku ze srážek a podílem základního odtoku, a pokud bychom neuvažovali odchýlený rok 2015, můžeme říci, že je i poměrně silná (Obr. 43). V letech 2009, 2010 a 2013, kdy byl podíl celkového odtoku největší, bylo zároveň prokázáno nejmenší zastoupení základního odtoku. To poukazuje na významný vliv rychlého odtoku soustředěného v rámci srážko-odtokových událostí v lesním povodí. U lučního povodí byla naopak zjištěna mírně pozitivní závislost mezi odtokovým koeficientem a podílem základního odtoku. Znamená to tedy, že i v suchých letech odtéká z lučního povodí velký podíl vody ze srážek, přičemž voda odtéká hlavně ve formě základního odtoku.



Obrázek 42 - Roční hodnoty BFI indexu

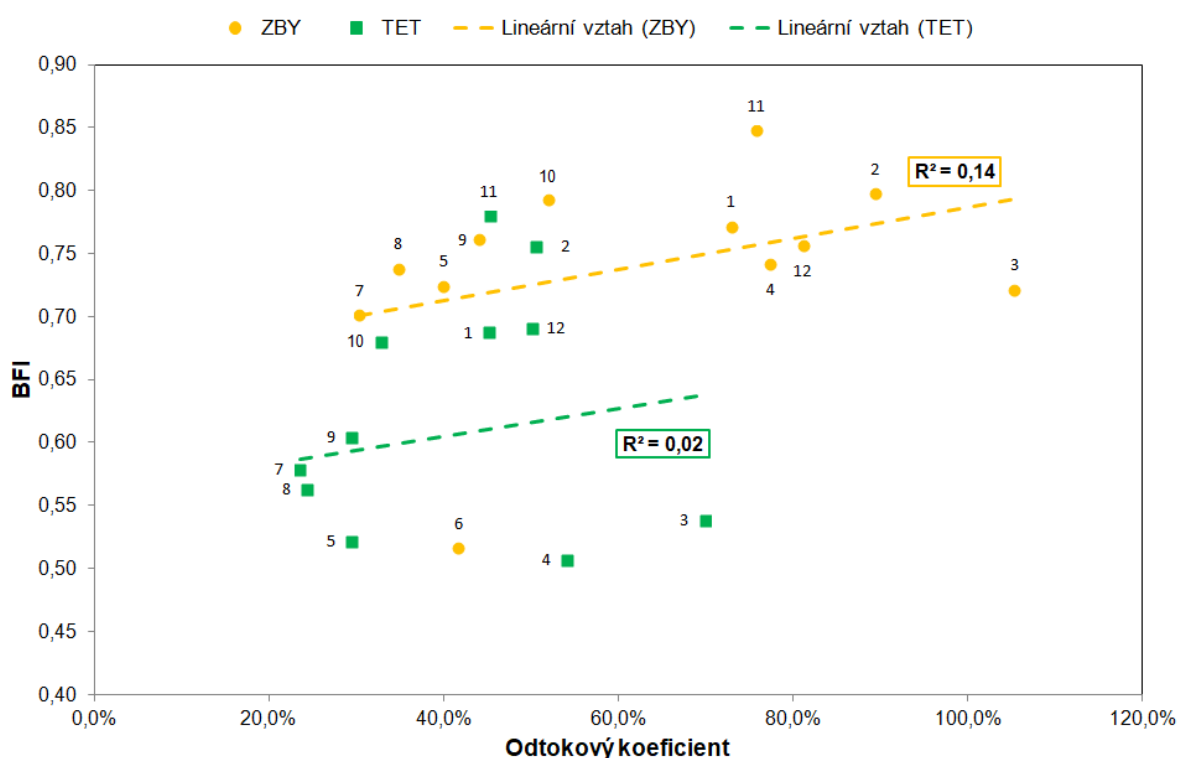


Obrázek 43 - Vztah mezi ročním odtokovým koeficientem a indexem BFI

Při sledování závislosti mezi BFI a odtokovým koeficientem v měsíčním měřítku je zřejmé, že žádný jednoznačný vztah mezi oběma veličinami není. Na druhou stranu se velmi příhodně vyčlenily měsíce, u kterých lze jasně pozorovat charakter odtokové odezvy (Obr. 44). Měsíce

chladného půlroku se obecně vyznačují větším odtokovým koeficientem a zároveň i větším zastoupením základního odtoku. V lesním povodí však měsíce březen a duben patří k těm, u kterých složka rychlého přímého odtoku tvoří největší část. Pravděpodobně to souvisí s vyšší nasyceností půdy po zimním tání sněhové pokrývky, kdy v kombinaci s nárůstem jarních srážek a případnému rychlejšímu tání zbylé sněhové pokrývky dochází k většímu příspěvku rychlého odtoku z povodí. Měsíce teplého půlroku se naopak vyznačují o něco menším odtokovým koeficientem, ale přitom větším podílem přímého odtoku (v lesním povodí je tento fakt patrný více než v lučním). Specifické postavení má v lučním povodí měsíc červen, u něhož je podíl rychlého přímého odtoku zdaleka největší, což koreluje s největším výskytem významných srážko-odtokových událostí v tomto měsíci.

Bylo prokázáno, že rozdíly v měsíčním BFI jsou mezi oběma povodími na 5% hladině významnosti statisticky významné. Mnohem významnější difference byly zjištěny v měsících teplého půlroku.



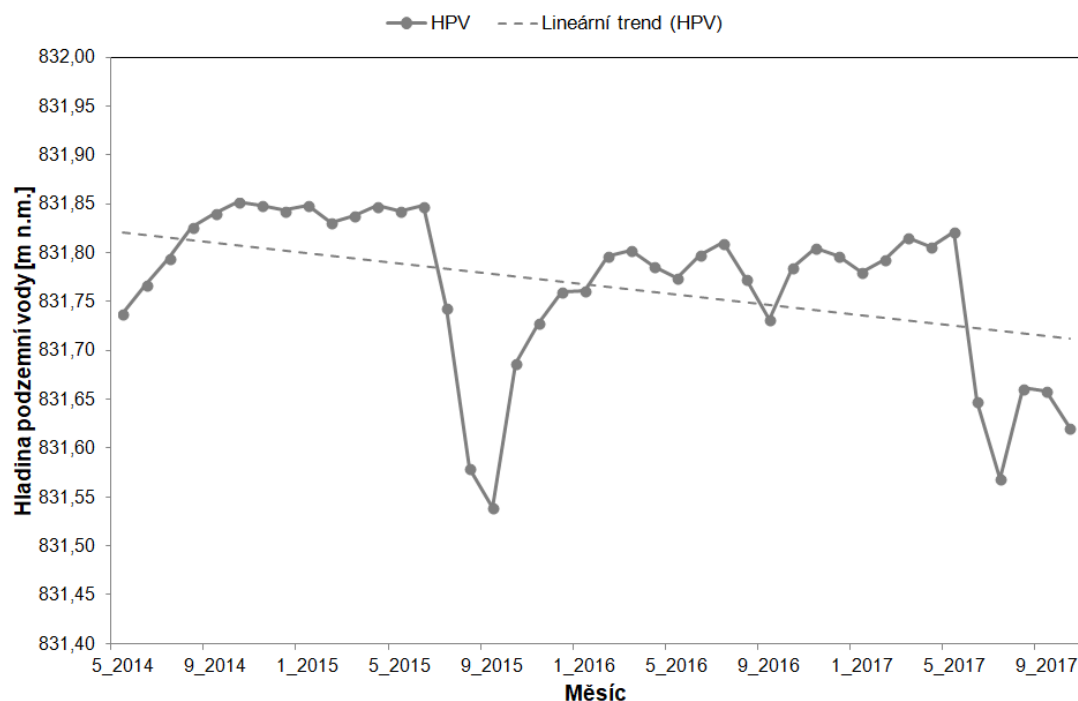
Obrázek 44 - Vztah mezi měsíčním odtokovým koeficientem a indexem BFI

4.1.6 Hodnocení vývoje hladiny podzemní vody v TET

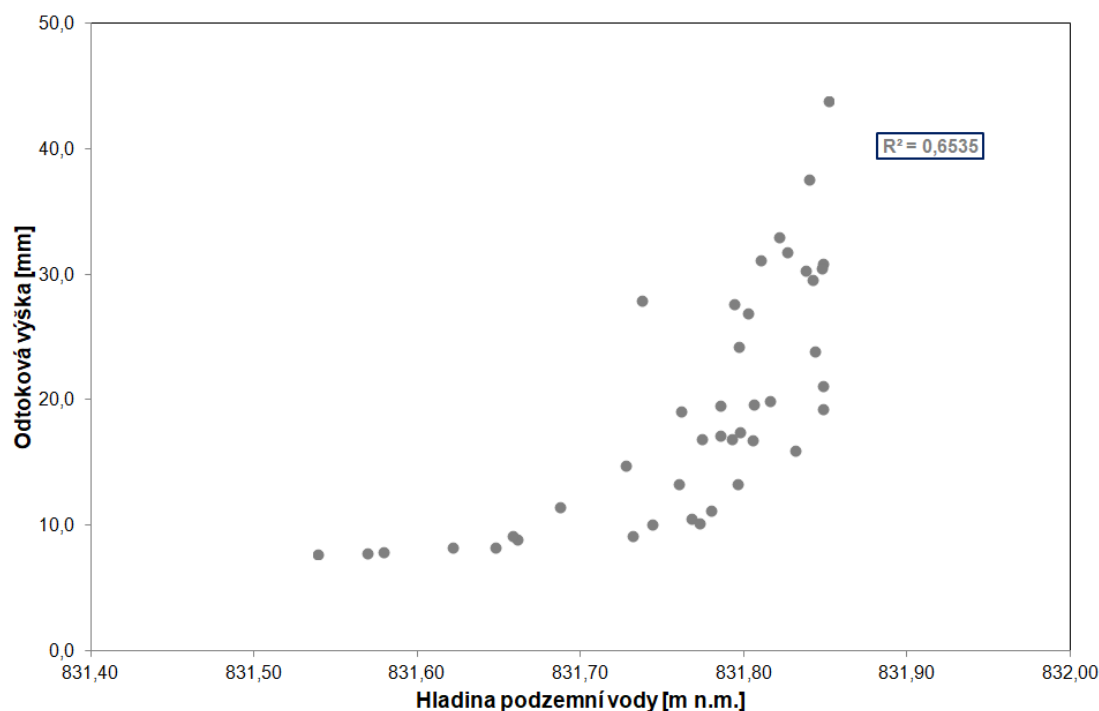
Při hodnocení hydrologického režimu experimentálních povodí jsme se zaměřili i na sledování změn hladiny podzemní vody. Prezentované výsledky se týkají jak dlouhodobého měření z tlakového čidla v blízkosti závěrového profilu Tetřívčího potoka, tak epizodických kampaní prováděných v instalovaných vrtech (VRT 1–5) v období 2013–2017. Vzhledem k rozmištění měřicích sond jsou interpretované výsledky vztaženy pouze k lesnímu povodí.

Z kontinuálního záznamu od května 2014 do října 2017 je patrná sestupná tendence hladiny podzemní vody, která vygradovala v letních měsících 2015 a 2017 (tedy v letech, kdy byla

naměřena nejnižší srážková dotace). V těchto letech byl zaznamenán meziroční pokles hladiny podzemní vody až o 30, resp. 25 cm (Obr. 45). Je zřejmé, že se v posledních letech nedaří doplňovat zásoby podzemní vody, což je jednou z hlavních příčin poklesu odtoku z lesního povodí.



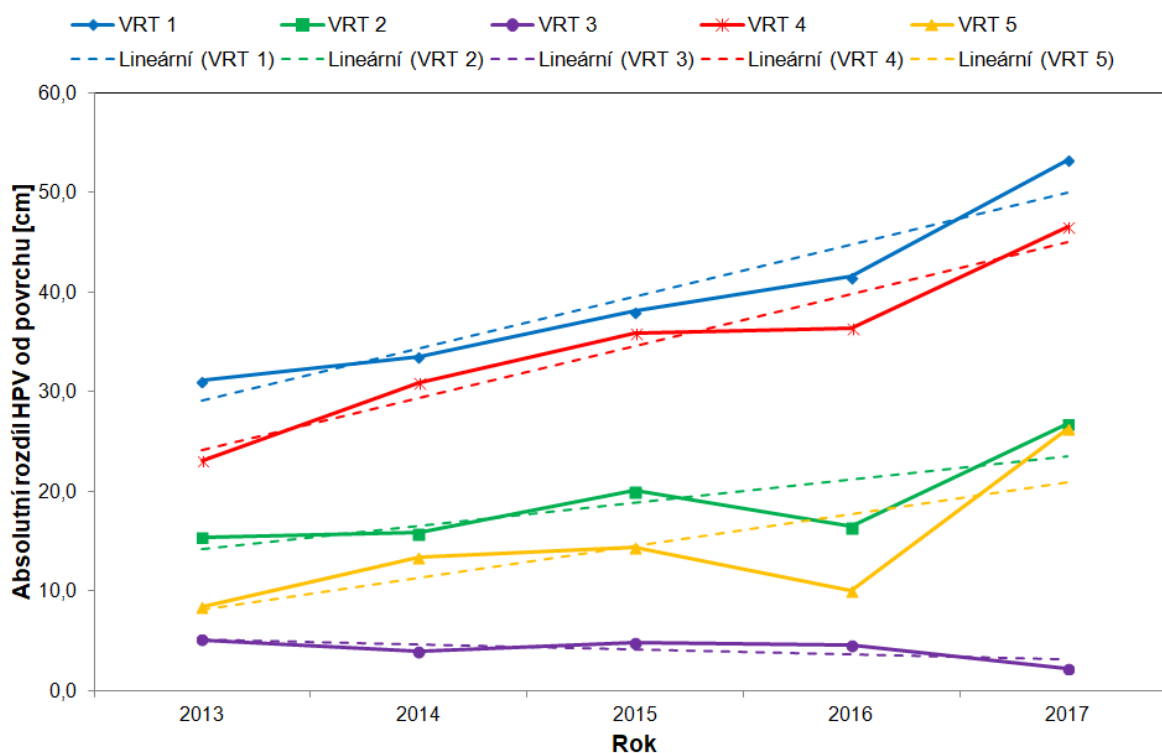
Obrázek 45 - Vývoj měsíčních hodnot hladiny podzemní vody v TET



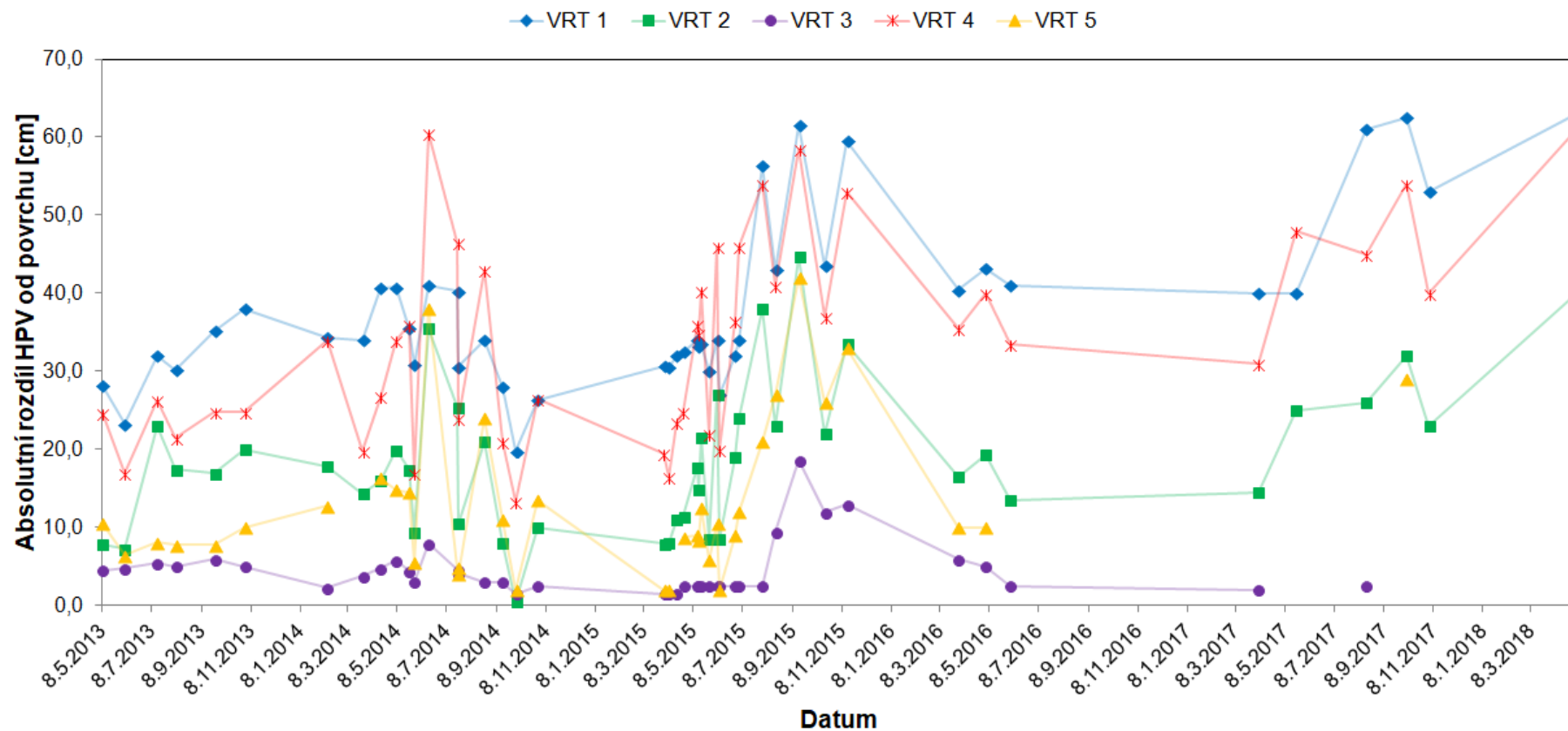
Obrázek 46 - Vztah mezi měsíční odtokovou výškou a hladinou podzemní vody v TET

To potvrzuje i Obr. 46, kde je znázorněna těsná pozitivní závislost mezi odtokem z lesního povodí a hladinou podzemní vody. Vzhledem k tomu, že se v posledních suchých letech nevyskytlo příliš mnoho významných srážko-odtokových událostí, které by zvýšily odtok z lesního povodí, dá se předpokládat, že většinový povrchový odtok pochází ze zásobáren podzemní vody, které však v důsledku poklesu hladiny podzemní vody nedotují v takovém množství, jak by bylo dlouhodobě očekávané.

Postupný pokles hladiny podzemní vody je patrný také téměř u všech instalovaných vrtů (Obr. 47). U dvou vrtů, v nichž leží hladina podzemní vody nejnižší (VRT 1 a VRT 4), klesá od roku 2013 hladina podzemní vody neustále. Absolutní rozdíl průměrných naměřených hodnot mezi lety 2013 a 2017 činil 22,1 (VRT 1), resp. 23,4 cm (VRT 4). Pokles ve VRT 2 a 5 je rovněž znatelný, ale zároveň je u nich patrný drobný vzestup hladiny ve vlhčím roce 2016. V suchém roce 2017 je ale vystřídán razantním poklesem hladiny podzemní vody, především ve VRT 5. Poslední VRT 3 je zdánlivá anomálie, která je poplatná výběru stanoviště. Vrt byl instalován v blízkosti rozvodnice, v trvale podmačeném prameništi, které dotuje odvodňovací příkop KAN 24. Ačkoli se zdá, že se hladina ve vrtu drží stále na pokraji nasycení, z Obr. 48 je vidět, že v období největšího sucha i v tomto vrtu došlo k významnému poklesu hladiny podzemní vody (v září 2015 až o 16 cm).



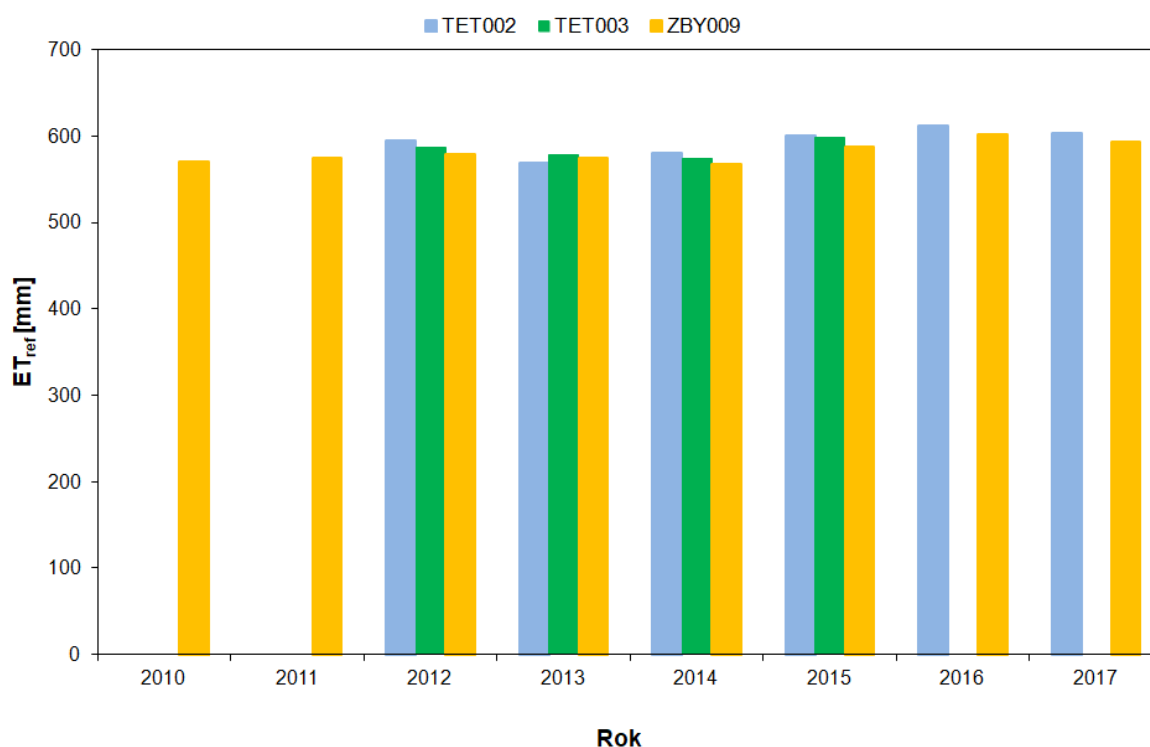
Obrázek 47 - Vývoj průměrné roční hladiny podzemní vody ve sledovaných vrtech



Obrázek 48 - Záznam hladiny podzemní vody ve sledovaných vrtech během odběrných kampaní

4.2 Evapotranspirace

Stanovení hydrologické bilance je základní hydrologickou pomůckou popisu srážkoodtokových poměrů v povodí. V předchozí kapitole byly kvantifikovány složky srážek a odtoku, v této kapitole budeme podrobněji analyzovat složku evapotranspirační ztráty. Nejjednodušší způsob stanovení evapotranspirační ztráty povodí je prostý rozdíl srážek a odtoku. Přesná kvantifikace hydrologické bilance experimentálních povodí však není cílem této kapitoly. Vzhledem k nedostatečně hustému pokrytí měřených veličin potřebných pro stanovení evapotranspirace v takovém detailu, aby bylo možné relevantně porovnat obě povodí, je hlavním předmětem této kapitoly analýza evapotranspirace v konkrétních referenčních lokalitách dle typického krajinného pokryvu (les, přirozená louka, odvodněná louka). Ve všech třech lokalitách byla dostupná místní měření potřebných veličin, pouze pro stanovení referenční evapotranspirace byly pro všechny lokality použity stejné hodnoty solární radiace a rychlosti větru z klimatické stanice v obci Zbytiny. Kvůli občasným výpadkům některých měřicích čidel musely být některé hodnoty evapotranspirace vypuštěny, aby nedošlo ke znehodnocení komentovaných výsledků.

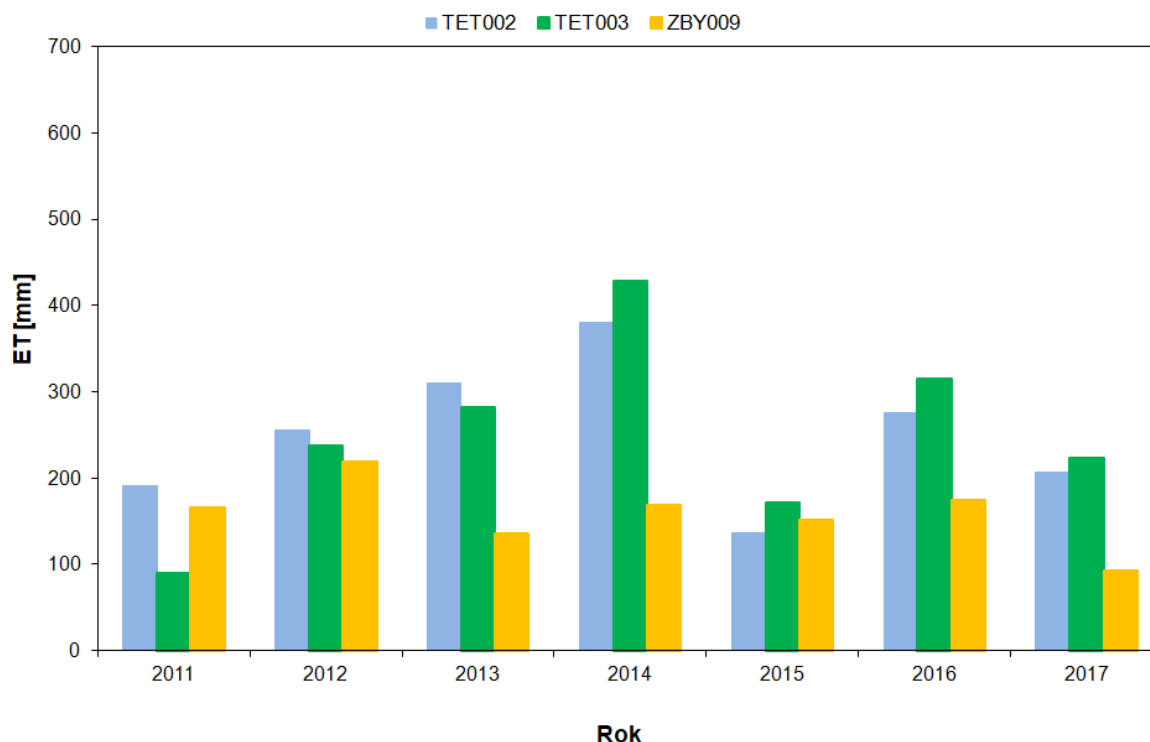


Obrázek 49 - Referenční evapotranspirace v teplém půlroce

Výpočet referenční evapotranspirace vychází z klimatických veličin, jejichž variabilita v čase a prostoru není příliš velká. Proto nelze očekávat, že se budou hodnoty referenční evapotranspirace v jednotlivých lokalitách příliš lišit. Zároveň není příliš účelné a nezbytné zahrnovat do hodnocení evapotranspirace období chladného půlroku, kdy je evapotranspirační ztráta nulová nebo velmi malá. Z toho důvodu se další hodnocení týká pouze období teplého půlroku. Hodnoty referenční evapotranspirace jsou ve všech lokalitách velmi podobné (kolem

500 mm/teplý půlrok) a liší se od sebe v řádu jednotek milimetrů. Nejmenší ztráty jsou zaznamenány na odvodněné louce, ale z pohledu celkové ztráty jsou zanedbatelné (Obr. 49).

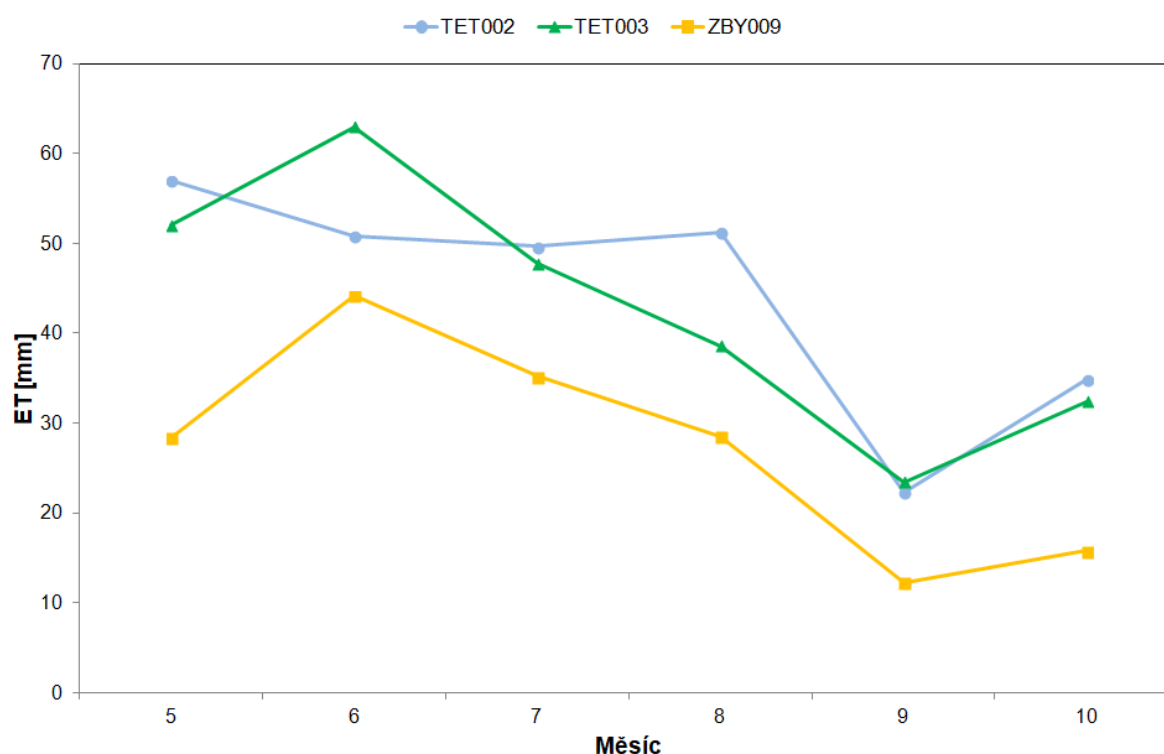
Výrazně odlišný pohled nám ukazují hodnoty aktuální evapotranspirace získané z úbytků objemové vlhkosti půdy ve sledovaných lokalitách. Největší hodnoty evapotranspirace byly zaznamenány zejména v roce 2014 a pak i v letech 2012, 2013 a 2016. Nejmenší evapotranspirace byla naopak sledována v letech 2011, 2015 a 2017 (Obr. 50). Z pohledu jednotlivých lokalit jsou nejmenší ztráty opět zaznamenány na odvodněné louce, především v nejspodnější vrstvě půdy, odkud pravděpodobně dochází k odtoku vody podpovrchovou drenáží a část půdní vody se tak neúčastní evapotranspirace. Oproti referenční evapotranspiraci jsou však již zjištěné rozdíly aktuální evapotranspirace rozhodně významné (v průměru o 36 % oproti ostatním lokalitám). Mezi lesem a přirozenou loukou jsou hodnoty v průměru téměř identické (cca 250 mm), ale liší se v časovém rozložení. Do léta 2013 byly větší ztráty zjištěny na přirozené louce, od léta 2014 naopak v lese. Na lučních stanovištích jsou největší hodnoty aktuální evapotranspirace v nejsvrchnější vrstvě půdy (do 15 cm), kde probíhá nejintenzivnější transpirace přizemní vegetace. V lesním stanovišti jsou naopak největší hodnoty evapotranspirace v hlubších půdních horizontech (do 30 cm), což je způsobeno intenzivnější transpirací kořenového systému lesního porostu.



Obrázek 50 - Aktuální evapotranspirace v teplém půlroce

Při pohledu na dlouhodobý chod měsíční evapotranspirace během teplého půlroku se ukazuje, že velmi podobný průběh je zjištěn v lese a na odvodněné louce (Obr. 51). Při detailním pohledu na jednotlivé půdní horizonty je však situace již odlišná. U odvodněné louky zůstává měsíční chod ve všech hloubkách stejný a směrem do hloubky se hodnoty postupně snižují. V lese naopak zaznamenáváme diferenci v měsíčním chodu evapotranspirace svrchní vrstvy

půdy, kdy po dosažení červnového maxima nedochází k poklesu, ale vysoké hodnoty pokračují až do července. Naprosto odlišný měsíční chod se projevuje na přirozené louce. Vysoké hodnoty evapotranspirace se udržují po celé léto až do srpna, kdy dochází k prudkému poklesu. Velmi pravděpodobně to souvisí s pravidelnou sečí, po níž rostliny ztrácí většinu své hmoty, prostřednictvím níž mohou transpirovat. Ve všech lokalitách je minimum zaznamenáno v září, což lze vysvětlit výrazným poklesem srážek spojeným s nízkou půdní vlhkostí na konci léta.

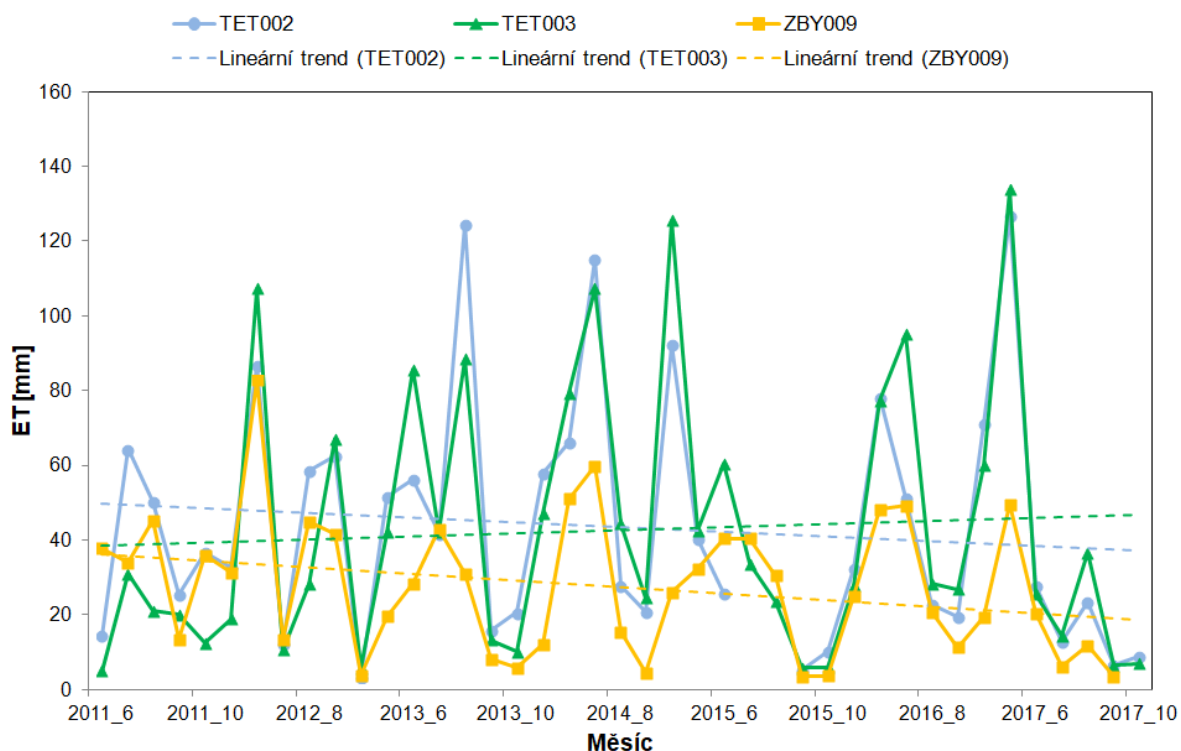


Obrázek 51 - Dlouhodobá měsíční aktuální evapotranspirace v měsících teplého půlroku

V pokračující analýze bylo snahou zjistit, jaké příčinné vlivy mají na velikost evapotranspirační ztráty největší vliv a zda v jednotlivých referenčních lokalitách existují nějaké závislosti, které by mohli mít vazbu i na chování celého povodí. Mezi posuzované příčinné vlivy, které nejvíce korelují s aktuální evapotranspirací v teplém půlroce a jsou dostupné na všech sledovaných lokalitách, byly zvoleny objemová vlhkost půdy, teplota a vlhkost vzduchu a atmosférické srážky.

Obecně je na všech lokalitách zaznamenán pokles srážek, s tím je pak spojen i pokles půdní vlhkosti. Na přirozené louce je pokles půdní vlhkosti ve všech horizontech konstantní, na odvodněné louce je větší v hlubších horizontech. Vzhledem ke snižující se ztrátě evapotranspirací je pravděpodobné, že pokles vlhkosti je způsoben drénováním spodních horizontů podpovrchovou drenáží a následnou transformací půdní vlhkosti do podpovrchového odtoku. V lese se naopak největší pokles vlhkosti půdy projevuje v nejsvrchnější vrstvě, čemuž může napomáhat zvýšení teploty a snížení vlhkosti vzduchu, a tedy celkově příznivější podmínky pro výpar z půdy. Pokles vlhkosti půdy v kombinaci s rostoucí evapotranspirací pak napovídá tomu, že se při zvětšujícím se suchu v posledních

několika letech zvýšila transpirace lesa, která čerpá především z hlubších půdních horizontů (Obr. 52). Transpirující les zároveň ochlazuje své okolí, což může vysvětlovat pokles teploty vzduchu na sousedící přirozené louce. Pokud bychom si dovolili vztáhnout zjištěné rozdíly z jednotlivých referenčních lokalit na celá povodí, bylo by možné vysvětlit výrazný pokles odtokové výšky v lesním povodí tím, že se významná část srážek transformovaná do půdní vlhkosti neúčastní odtoku kvůli zvýšené transpiraci lesa a tím pádem dochází k větším evapotranspiračním ztrátám v lesním povodí.



Obrázek 52 - Vývoj měsíční aktuální evapotranspirace v období 2011–2017

4.3 Analýza srážko-odtokových epizod

Rozdílnost chování obou experimentálních povodí byla sledována i v rámci vybraných srážko-odtokových epizod. Epizody byly podle komplexity odtokové odezvy rozděleny do tří skupin:

- epizody s jednoduchou vlnou;
- epizody s komplexní vlnou;
- epizody se dvěma po sobě následujícími vlnami.

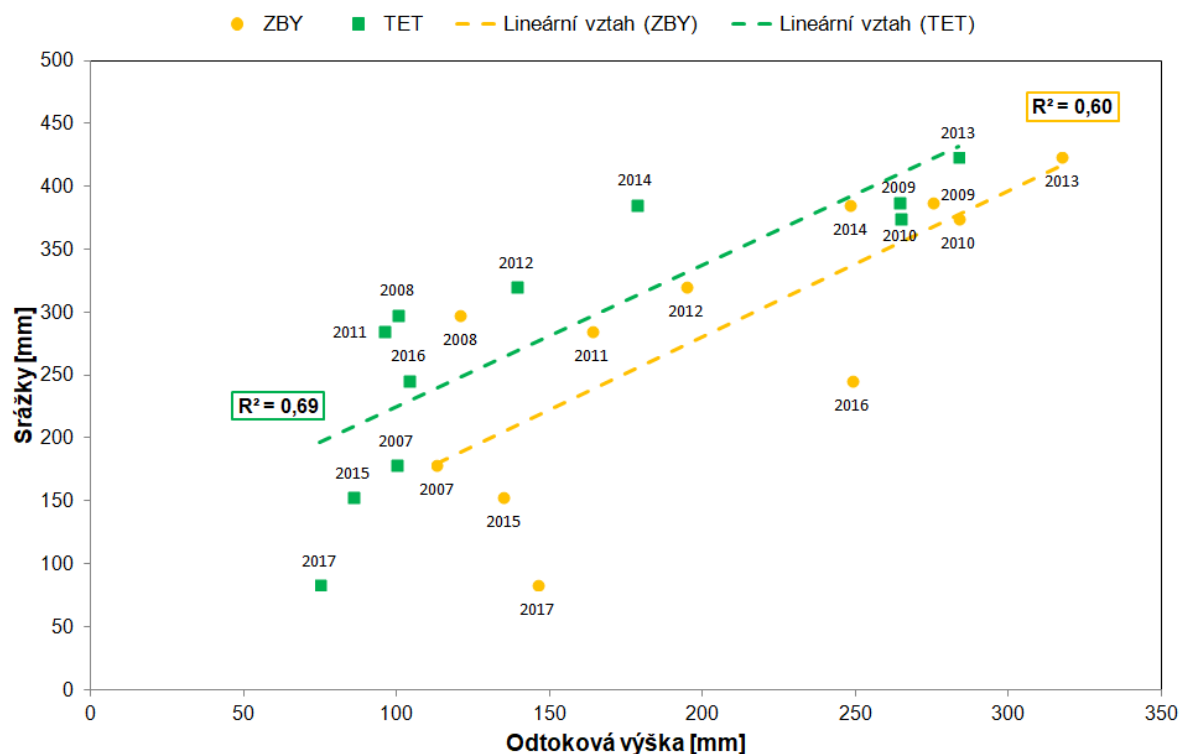
Tab. 20 přehledně uvádí počty epizod podle jednotlivých skupin za celé období pozorování. Celkem bylo analyzováno 125 srážko-odtokových epizod, přičemž každá epizoda znamenala ve skutečnosti dvojici datových řad charakterizujících zvlášť chování Zbytinského a Tetřívčího potoka. Obecně se dá říci, že existuje pozitivní závislost mezi počtem epizod a odtokovou výškou v teplém půlroce, byť není tak silná, jak bychom možná předpokládali ($r^2_{ZBY} = 0,40$, $r^2_{TET} = 0,34$). Důležitějším ukazatelem než počet epizod proto zůstává celkové množství srážek, které v rámci epizod naprší. Při uvážení srážkového úhrnu je již závislost

s odtokovou výškou těsnější, přičemž je o něco větší pro lesní povodí TET (Obr. 53). Ve zvýšeném významu srážkové dotace hraje svoji roli právě její charakter a průběh než četnost. V letech, ve kterých dosahoval srážkových úhrnů z epizod největších hodnot (2009, 2013, 2014), k němu významně přispívaly epizody s komplexní vlnou. Právě ty způsobují nejvýznamnější odtokové reakce (Obr. 54).

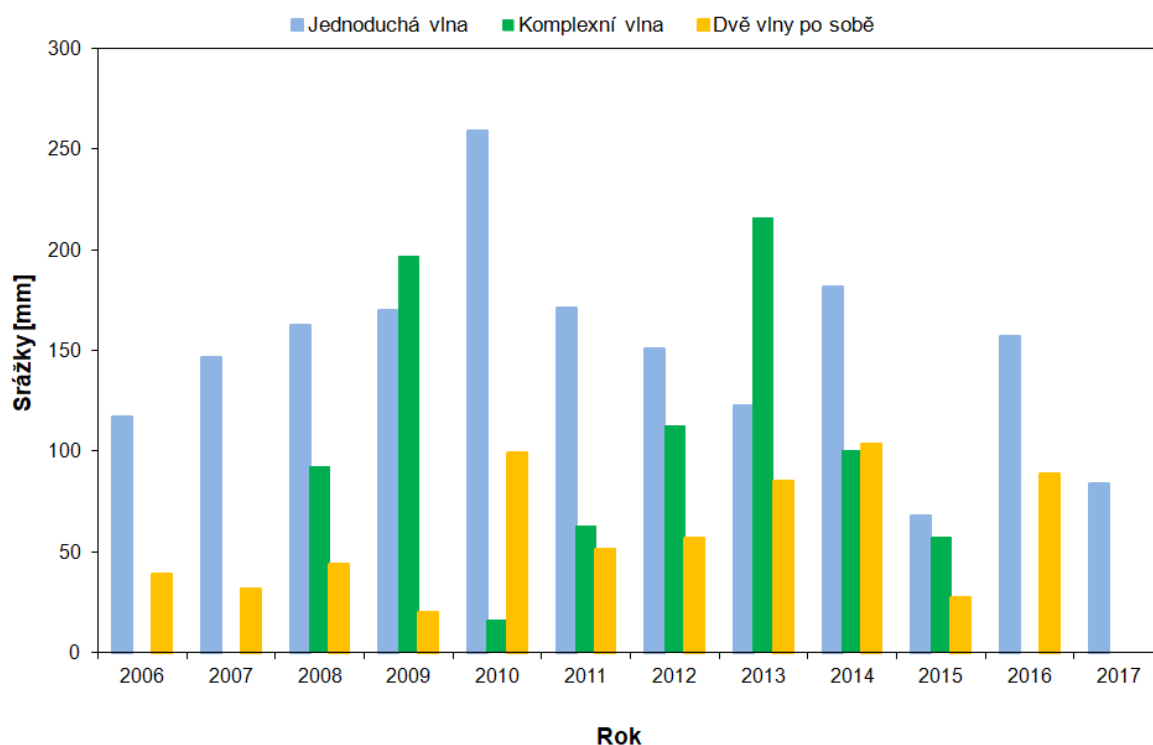
Tabulka 20 - Počet epizod v jednotlivých skupinách za celé období pozorování

Skupina epizod	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017
Počet epizod (jednoduchá vlna)	4	5	7	7	12	11	8	4	10	4	8	5
Počet epizod (komplexní vlna)	0	0	2	4	1	2	3	5	4	2	0	0
Počet epizod (dvě vlny po sobě)	1	1	1	1	2	1	2	3	2	1	2	0
Celkem	5	6	10	12	15	14	13	12	16	7	10	5

Podrobnosti ke zjištěným výsledkům pro všechny tři uvedené přístupy jsou popsány v následujících kapitolách.



Obrázek 53 - Vztah mezi srážkami z epizod a odtokovou výškou teplého půlroku



Obrázek 54 - Srážky dle skupin epizod v jednotlivých letech období pozorování

4.3.1 Epizody s jednoduchou vlnou

4.3.1.1 Typologie příčinných podmínek

V první skupině splnilo kritéria výběru celkem 85 srážko-odtokových epizod. Pro definici typů příčinných podmínek byly použity dva různé přístupy:

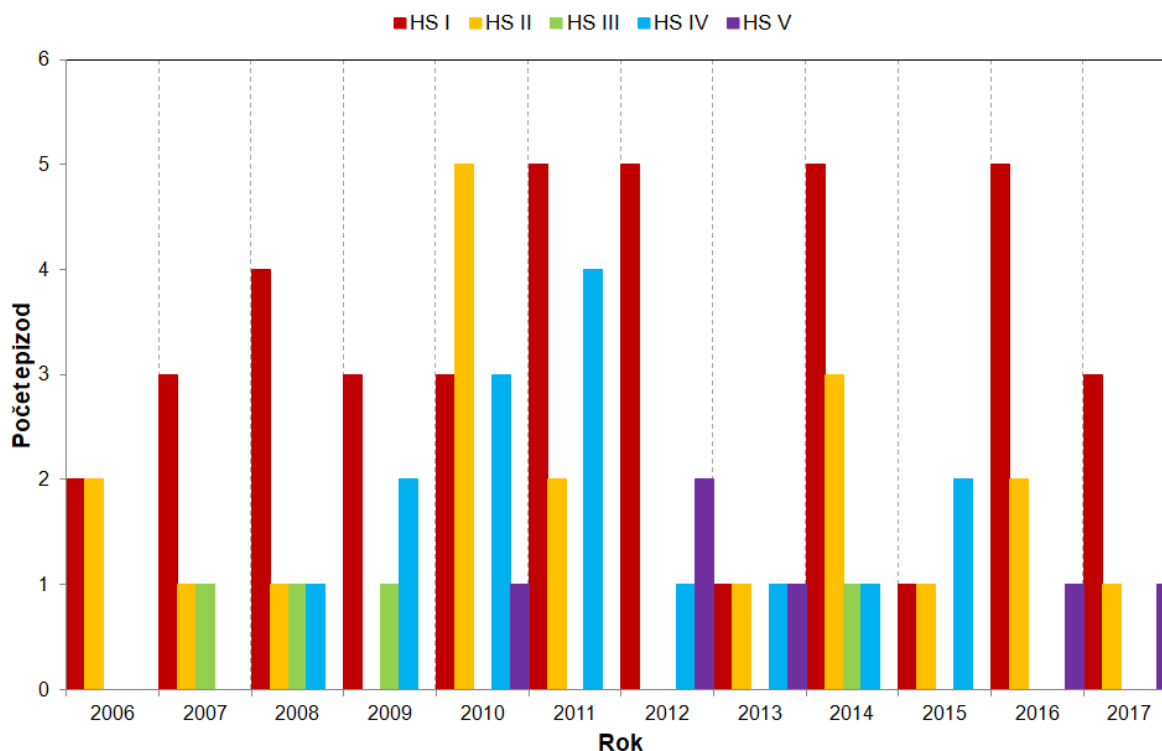
- HS - metoda **hierarchického shlukování**
- EF - vlastní metoda rozdělení podle míry **extremity příčinných faktorů**

První přístup měl za cíl co nejvíce jednotlivé typy příčinných podmínek od sebe eliminovat, aby byla zajištěna co nejmenší variabilita sledovaných charakteristik v rámci jednoho typu příčinných podmínek a zároveň co největší variabilita mezi jednotlivými typy příčinných podmínek. Druhý přístup počítal s menšími rozdíly mezi vytvořenými typy příčinných podmínek, kdy se mezi sebou významně liší třeba jen v jednom sledovaném faktoru (intenzita srážky, nasycenost povodí). Můžeme tím ale důsledněji zhodnotit vliv daného faktoru na odtok a detailněji pozorovat rozdíly v odtokové odezvě obou povodí.

S pomocí metody hierarchického shlukování bylo vytvořeno celkem šest typů příčinných podmínek. Jejich základní charakteristiky jsou uvedeny v Tab. 21. Jeden typ však obsahoval pouze jednu epizodu (ze dne 28. 6. 2009), která se od ostatních odlišovala extrémně vysokou nasyceností povodí ($API\ 5 = 98\text{ mm}$). Tento typ již kvůli své atypičnosti a malému počtu záznamů dále pro analýzy typů příčinných podmínek ani odtokové odezvy uvažován. Zdaleka nejčastěji se vyskytujícím typem je HS I (tvoří téměř polovinu všech analyzovaných epizod). Jedná se o mírnější srážky průměrné až podprůměrné intenzity a celkovým úhrnem při nízkém nasycení povodí. HS II představuje mírně nadprůměrné srážky (z pohledu

intenzity i srážkového úhrnu) při velké nasycenosti povodí. HS III reprezentuje regionální deště s velkým srážkovým úhrnem a s nižší intenzitou srážek a nasyceností povodí. HS IV je z pohledu předpokládané extremity nejméně rizikový. Vyznačuje se malým srážkovým úhrnem a intenzitou a průměrnou nasyceností povodí. Posledním typem HS V jsou rychlé intenzivní srážky průměrného úhrnu při mírně nadprůměrné nasycenosti povodí.

Rozložení výskytu epizod podle jednotlivých typů příčinných podmínek v průběhu sledovaného období znázorňuje Obr. 55. Je pochopitelné, že nejčastěji se vyskytující typy (HS I, HS II a HS IV) jsou zastoupeny pravidelně v průběhu celého sledovaného období. Naproti tomu typ HS III (regionální deště) se vyskytoval především na začátku sledovaného období (v letech 2007, 2008, 2009), kdežto typ HS V (rychlé intenzivní srážky) naopak hlavně ve druhé polovině období (od roku 2012 dále). Zajímavostí je, že ani jednou nedošlo k situaci, že by se všechny typy příčinných podmínek objevily v jednom roce. Typy HS III a HS V se dokonce v jednotlivých letech vzájemně vylučovaly. Srážkově nejbohatším byl jednoznačně rok 2010 (celkem 259 mm srážek), nejchudšími naopak roky 2015 a 2017 s celkovou dotací 68, resp. 84 mm (Obr. 56).



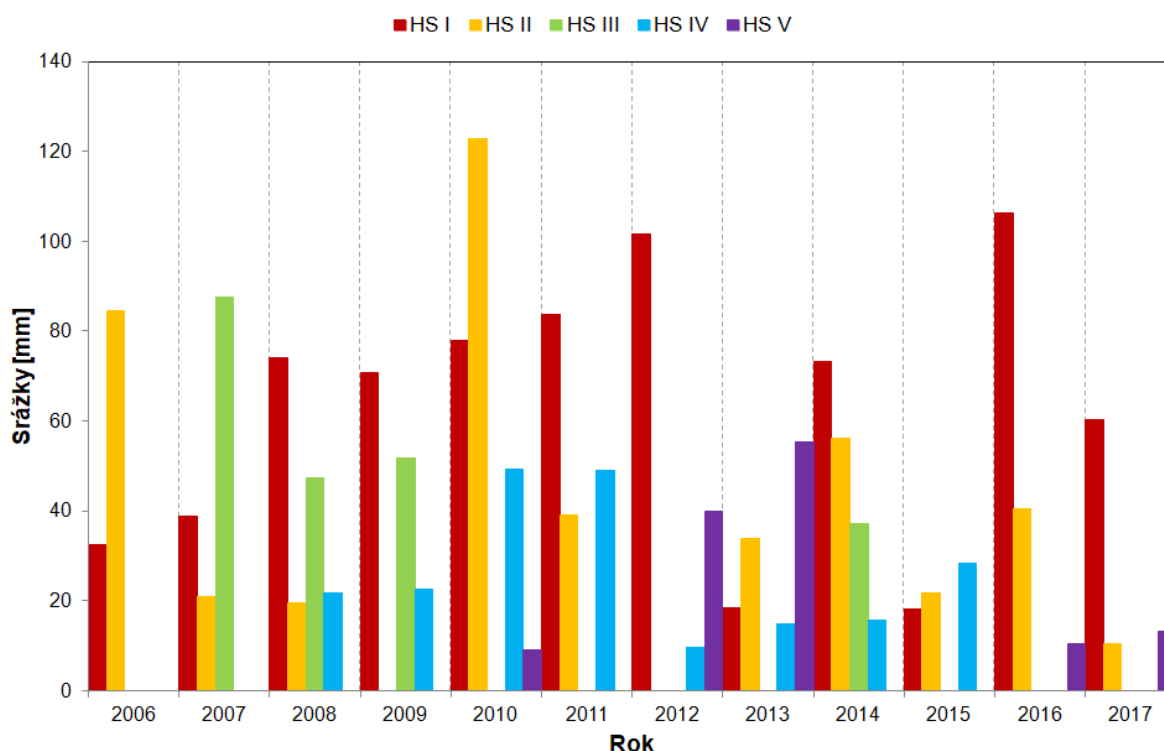
Obrázek 55 - Četnost epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek HS za celé období pozorování

Tabulka 21 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (HS)

Typ příčinných podmínek	Počet epizod	Hs [mm]		Ip [mm.hod ⁻¹]		API 5		Th [min]		Imax [mm.30min ⁻¹]	
		Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka
HS I	40	18,7	7,0	2,90	1,71	4,15	3,96	530	384	8,26	6,27
HS II	19	23,5	11,0	5,65	3,56	20,47	9,70	415	333	13,52	10,63
HS III	4	56,4	20,6	2,98	1,44	8,76	6,34	1313	595	4,34	2,54
HS IV	15	13,8	3,4	2,06	1,55	11,18	9,76	627	437	4,59	3,86
HS V	6	22,2	17,8	17,72	4,56	13,37	14,66	83	70	25,73	15,70
HS VI	1	28,0	3,5	2,51	0,31	98,04	0,08	670	0	9,55	2,90

Tabulka 22 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (EF)

Typ příčinných podmínek	Počet epizod	Hs [mm]		Ip [mm.hod ⁻¹]		API 5		Th [min]		Imax [mm.30min ⁻¹]	
		Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka
EF I	13	10,7	1,2	4,31	5,95	4,18	3,93	335	182	6,43	7,00
EF II	8	18,9	3,7	1,05	0,43	6,32	4,06	1210	376	2,24	1,05
EF III	22	18,0	3,0	2,86	0,85	6,06	5,25	409	138	8,06	3,79
EF IV	9	14,7	4,6	2,25	1,32	25,91	7,10	528	319	6,73	7,42
EF V	6	15,7	3,1	8,01	2,97	1,42	1,46	128	37	15,53	7,76
EF VI	6	13,7	4,7	12,28	6,58	27,06	5,47	83	46	16,00	4,07
EF VII	15	35,5	10,8	4,99	4,11	5,47	4,96	745	531	16,43	16,16
EF VIII	5	45,8	23,9	3,02	0,60	35,19	33,34	903	439	8,39	3,41
EF IX	1	33,8	4,9	15,58	2,23	35,63	0,38	130	0	20,45	6,72

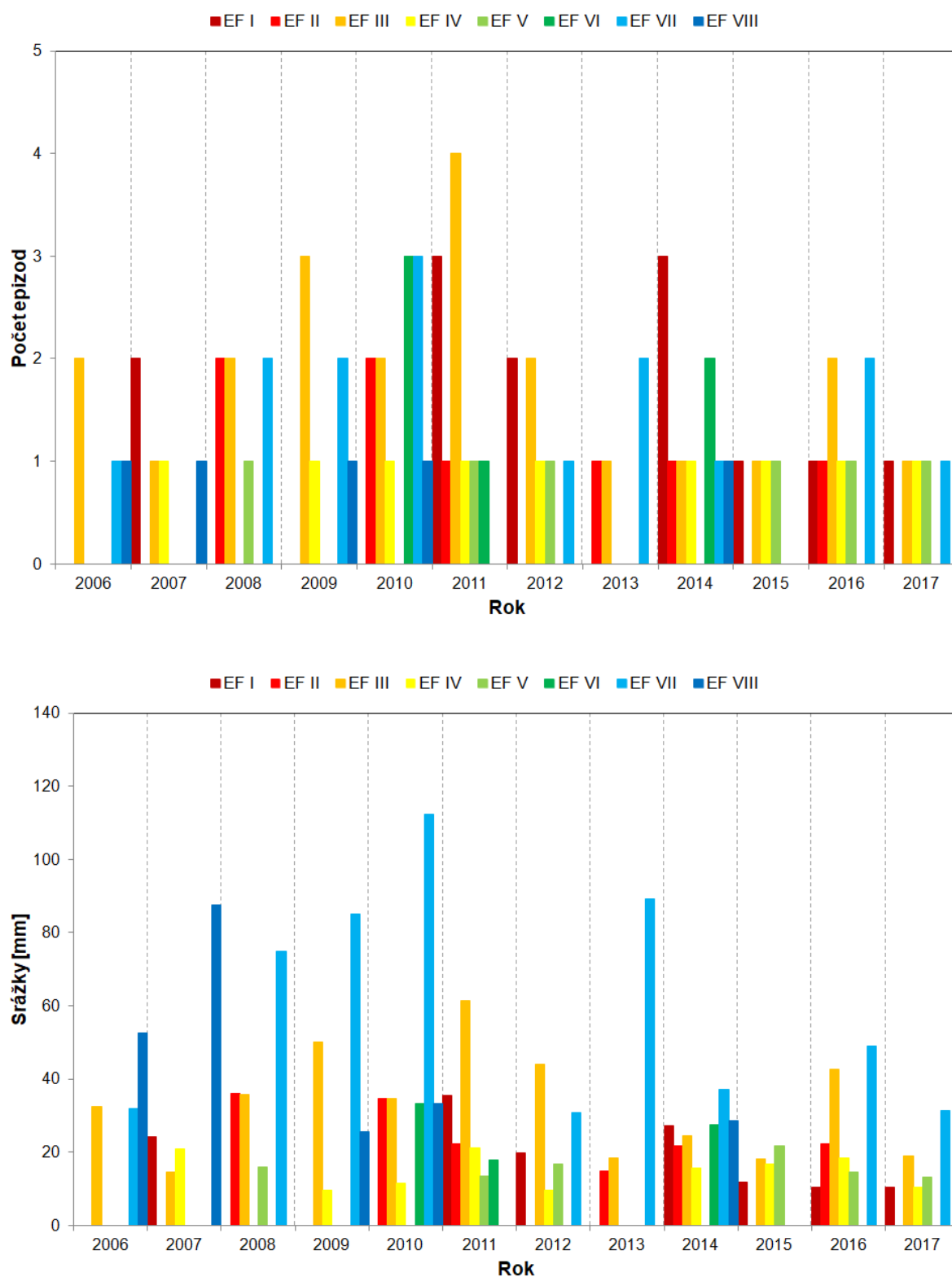


Obrázek 56 - Srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek HS za celé období pozorování

V případě druhého přístupu, tedy stanovení srážkových režimů podle míry extremity příčinných faktorů, bylo definováno celkem devět srážkových režimů. Stejně jako v prvním přístupu obsahoval jeden typ pouze jednu epizodu (ze dne 6. 7. 2012), která se od ostatních odlišovala tím, že u všech příčinných faktorů (srážkový úhrn, nasycenost povodí, průměrná intenzita srážek) byly zaznamenány hodnoty větší než jejich třetí kvartil (tedy větší než 75 % hodnot souboru). Uvedený typ se rovněž dalších analýz neúčastnil. Základní přehled typů příčinných podmínek EF je zobrazen v Tab. 22. Typ EF I představuje z hlediska extremity nejmírnější příčinné podmínky s velmi malým srážkovým úhrnem, nízkou nasyceností a průměrnou intenzitou srážek. Srážkové režimy EF II a EF III dosahují průměrného úhrnu a nasycenosti a vzájemně se liší pouze v intenzitě srážek. Obdobně jsou na tom typy EF IV a EF VI, u nichž je opět jediný výrazný rozdíl v intenzitě srážek. Srážkový úhrn je sice o něco menší než u předcházející dvojice, ale zato se vyznačují vysokou nasyceností povodí. Rozdíl v nasycenosti povodí je určující pro dvojici EF V a EF VI. Jedná se o rychlé intenzivní srážky, ale opět s menším úhrnem. Poslední dvojice EF VII a EF VIII reprezentuje události s největšími projevy extremity. Jejich znakem jsou velké srážkové úhrny doprovázené průměrnou až mírně nadprůměrnou intenzitou srážek, které se mezi sebou liší zejména v nasycenosti povodí.

Na Obr. 57 je znázorněna četnost a množství spadlých srážek během jednotlivých srážkových režimů za celé období pozorování. Tím, že jsme pouze jiným způsobem shlukovali stejné epizody, je rozložení jejich četnosti v čase obdobné jako v prvním přístupu. Až na výjimky je počet epizod daných srážkových režimů poměrně rovnoměrně zastoupen v průběhu celého období. Dá se říci, že epizody EF I a EF V se objevují hlavně ve druhé polovině období pozorování (od roku 2011 dále), kdežto nejextrémnější epizody EF VIII se naopak

vyskytovaly hlavně na počátku sledovaného období (do roku 2010). Nejvíce srážek napršelo během epizod EF VII (541 mm), nejméně naproti tomu při epizodách EF VI a EF V (79, resp. 95 mm).



Obrázek 57 - Četnost a srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek EF za celé období pozorování

4.3.1.2 Srovnání odtokové odezvy

Odtoková odezva povodí na srážky je determinována mnoha faktory a není vždy jednoduché jednoznačně určit míru vlivu každého z nich. Výsledné parametry odtoku byly proto hodnoceny z několika úhlů pohledu a byla snaha dospět k nějaké ucelené syntéze zjištěných poznatků. V první řadě byly všechny epizody analyzovány z pohledu závislosti mezi příčinnými faktory a odtokovými charakteristikami. Každý ze tří zvolených příčinných faktorů byl zastoupen dvěma parametry, které vstupovaly do korelační analýzy:

- faktor srážkového úhrnu – celkový úhrn srážek (Hs); doba trvání srážky (Th)
- faktor nasycenosti povodí – 5-denní index předchozích srážek (API 5); index předchozí vlhkosti půdy (ASI)
- faktor intenzity srážek – průměrná intenzita srážky (Ip); maximální 30min intenzita srážky (Imax)

Odtokové charakteristiky jsou reprezentovány parametry popsány v Kap. 3.3.2. V Tab. 23 jsou uvedeny korelační koeficienty včetně určení signifikance na 5% a 1% hladině významnosti. Šedě jsou zvýrazněny hodnoty, kdy byla absolutní hodnota korelačního koeficientu větší než 0,4.

Tabulka 23 - Korelační koeficienty příčinných faktorů a odtokových charakteristik epizod s jednoduchou vlnou

Proměnné	Tqo [min]	Tqi [min]	Tqd [min]	Tlag [min]	Tc [min]	T [min]	Hormax [mm]	Wp [m ³]	φp [%]
Th [min]	,602**	,880**	,432**	,664**	,685**	,886**	,064	,349**	,207**
Hs [mm]	,319**	,311**	,407**	,193*	,397**	,476**	,589**	,778**	,420**
Ip [mm.hod ⁻¹]	-,296**	-,465**	-,194*	-,363**	-,345**	-,445**	,222**	-,009	,031
Imax [mm.30min ⁻¹]	-,278**	-,488**	-,013	-,375**	-,224**	-,352**	,237**	-,012	-,026
API 5	,070	-,112	,212**	-,114	,084	,064	,374**	,285**	,487**
ASI [mm]	,286**	,207*	,232*	,200	,282**	,302**	,241*	,396**	,567**

* korelační koeficient je signifikantní na na 5% hladině významnosti

** korelační koeficient je signifikantní na na 1% hladině významnosti

Provedená analýza poukázala na některé jednoznačné vztahy mezi konkrétními příčinnými faktory a parametry odtokové odezvy (Tab. 24 a Tab. 25):

- doba trvání srážky předurčuje hlavně časový průběh odtokové odezvy (doby trvání dílčích částí hydrogramu)
- velikost srážky má vliv především na objem přímého odtoku a velikost kulminačního průtoku
- intenzita srážky negativně ovlivňuje dobu trvání vzestupné větve
- nasycenost povodí nejvíce působí na velikost odtokového koeficientu

Kromě toho byly zjištěny i drobné nuance v síle vztahů příčinných a závislých parametrů mezi oběma povodími. Vybrány byly jen opravdu ty vztahy, jejichž rozdíl je zaznamenání hodný. V TET je velikost srážky těsněji svázána s kulminačním průtokem a objemem přímého odtoku ($W_{pTET} = 0,811$ vs. $W_{pZBY} = 0,769$; $H_{maxTET} = 0,621$ vs. $H_{maxZBY} = 0,556$). V TET také existuje silnější vztah mezi nasyceností půdy a odtokovým koeficientem ($\phi_{TET} = 0,630$ vs. $\phi_{ZBY} = 0,549$). Naopak ve ZBY působí nasycenost povodí silněji na velikost kulminačního průtoku ($H_{maxTET} = 0,296$ vs. $H_{maxZBY} = 0,471$).

Druhým způsobem hodnocení odtokové odezvy bylo porovnání rozdílů v odtokové reakci obou povodí během epizod v rámci typických srážkových režimů. Hodnoceny byly oba popisované přístupy stanovení typů srážkových režimů (HS i EF). Ze sledovaných odtokových charakteristik u typů HS I–V vyplynula následující empirická zjištění:

- obecně se dá říci, že u ZBY dochází k mírně rychlejšímu nástupu odtokové vlny – především u HS V, kde je doba vzestupné větve kratší v průměru o 25 minut
- obdobně se dají zobecnit poznatky i v případě poklesové větve hydrogramu - u všech typů srážkových režimů je doba trvání sestupné větve i doba koncentrace delší u TET (kromě HS III jsou zjištěné rozdíly poměrně výrazné – v průměru o více než 25 %)
- naproti tomu nebyl mezi oběma povodími zaznamenán žádný výrazný rozdíl v době prodlení
- ve většině případů byl pozorován výrazně větší objem přímého odtoku a odtokový koeficient u TET (hlavně u HS I, HS II a HS IV), pouze u HS V (epizod s přivalovými srážkami) byl větší objem přímého odtoku zaznamenán u ZBY (odtokový koeficient nabýval srovnatelných hodnot)
- rozdíly v kulminačním průtoku se mezi povodími liší pouze u HS IV, kdy je kulminační průtok větší u TET (v průměru o skoro 40 %), naopak u HS V (tedy typu s extrémně intenzivními srážkami) výrazně převažuje větší kulminace u ZBY

Stejný princip hodnocení rozdílů mezi povodími byl uplatněn i na epizody rozdělené dle druhého přístupu – extremity příčinných faktorů (EF). Vzhledem k tomu, že pracujeme stále se stejnou sadou epizod a tedy i odtokových charakteristik, jsou předchozí poznatky platné i dle tohoto přístupu. Epizody jsou pouze shlukovány podle jiných pravidel tak, abychom dosáhly detailnějších výsledků pro co nejširší spektrum příčinných podmínek. Níže uvedená zjištění tedy rozvíjí a upřesňuje předchozí poznatky (Tab. 26 a Tab. 27):

- u nejrizikovějších epizod s velkým srážkovým úhrnem a velkou nasyceností povodí (EF VIII) je nástup odtokové vlny mnohem rychlejší u TET (téměř dvojnásobně kratší doba trvání vzestupné větve)
- v případě epizod vyznačujících se nižší nasyceností povodí dosahuje TET větších kulminačních průtoků (EF II, EF III, EF V, EF VII), naopak při epizodách s vyšší nasyceností povodí se kulminační průtoky vyrovnávají, přičemž v kombinaci s velkou intenzitou srážek je dokonce větší kulminační průtok zaznamenán u ZBY (EF VI)

- u typu EF I (tedy epizody s nízkým úhrnem srážek, průměrné intenzitě a podprůměrné nasycenosti povodí) je sledován častější výskyt větších kulminačních průtoků u ZBY, byť v průměru není zjištěn rozdíl nijak významný
- u všech typů epizod odtéká z TET výrazně více vody formou přímého odtoku než ze ZBY; při extrémních příčinných podmínkách v případě epizody EF VIII jsou sice zjištěné rozdíly v průměru nejmenší, ale absolutně jsou ve srovnání s ostatními typy skoro největší

Do třetice byla odtoková odezva epizod s jednoduchou vlnou hodnocena z pohledu projevů konkrétního příčinného faktoru. Tento způsob hodnocení byl relevantní pouze pro typy epizod dle přístupu EF. Byly vybrány dvojice podobných typů srážkových režimů, které se významně lišily pouze v jednom příčinném faktoru. Jednalo se o následující dvojice z Tab. 22:

- a) EF II a EF III - rozdíl v intenzitě srážky ve prospěch EF III
- b) EF IV a EF VI - rozdíl v intenzitě srážky ve prospěch EF VI
- c) EF V a EF VI - rozdíl v nasycenosti povodí ve prospěch EF VI
- d) EF VII a EF VIII - rozdíl v nasycenosti povodí (a velikosti srážkového úhrnu) ve prospěch EF VIII

Pro názornou prezentaci zjištěných rozdílů byly použity paprskové grafy, které zobrazují jednotlivé charakteristiky odtokové odezvy (Obr. 58). V pravé části grafu jsou zastoupeny časové charakteristiky hydrogramu, v levé pak celkové bilanční charakteristiky odtokové vlny. Hodnoty na střední ose označují, kolikrát je střední hodnota sledovaného parametru daného typu události větší než jeho střední hodnota ze všech epizod (tzn., určuje "extremitu" odtokové odezvy daného typu události). Hodnota rovna 1 je tedy považována za průměrnou, hodnoty nad 1 jsou nadprůměrné a pod 1 naopak podprůměrné.

V následujícím přehledu jsou shrnuty nejvýznamnější poznatky o projevech konkrétních příčinných faktorů:

- ad a) Pokud je **intenzita srážek spíše podprůměrná až průměrná a jejich vzájemný rozdíl není příliš velký (EF II vs. EF III)**, projevují se změny v odtokové odezvě hlavně jiným časovým rozložením nástupu odtokové vlny (výrazné zkrácení doby trvání vzestupné větve, doby mezi počátkem srážky a počátkem odtoku a doby prodloužení u epizod s větší intenzitou srážky). Při identifikaci rozdílů v odtoku mezi oběma povodími stojí za zmínku pouze kratší doba mezi počátkem srážky a počátkem vzestupné větve a větší objem přímého odtoku a odtokového koeficientu v TET během epizod s velmi nízkou intenzitou srážek (EF II). Ostatní odtokové charakteristiky nabývají u obou povodí podobných hodnot.

Tabulka 24 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek HS

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
HS I	20:13:7	11:4:25	3:2:35	16:8:16	4:36	4:36	19:21	7:33	7:33
HS II	10:6:3	6:2:11	2:16	8:3:8	2:16	2:16	9:10	3:16	3:16
HS III	3:1	1:3	1:3	0:4	1:3	1:3	3:1	1:3	1:3
HS IV	8:5:2	5:1:9	2:13	4:1:10	2:13	2:13	4:11	1:14	1:14
HS V	2:3:1	1:5	2:4	2:4	2:4	2:4	3:3	3:3	3:3

Vysvětlivky: 5:1:9 - pětkrát byla větší hodnota u ZBY, jednou byla hodnota v obou povodích stejná, devětkrát byla větší hodnota u TET

Zelená barva - větší četnost výskytů u TET, žlutá barva - stejný počet výskytů u obou povodí, červená barva - větší četnost výskytů u ZBY

Tabulka 25 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek HS

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
HS I	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
HS II	ZBY >> TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY << TET
HS III	ZBY ≥ TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET
HS IV	ZBY > TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY << TET	ZBY << TET
HS V	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY >> TET	ZBY >> TET	ZBY = TET

Vysvětlivky: schematizace rozdílů dle Tab. 14

Tabulka 26 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek EF

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
EF I	7:5:1	3:1:9	5:8	2:2:9	5:8	5:8	10:3	4:9	4:9
EF II	4:1:3	3:5	0:1:7	2:1:5	0:8	0:8	1:7	1:7	1:7
EF III	11:10:1	5:2:15	1:1:20	9:4:9	2:20	2:20	11:11	3:19	3:19
EF IV	6:1:2	4:1:4	0:9	5:1:3	0:9	0:9	3:6	1:8	1:8
EF V	1:4:1	2:1:3	0:6	3:1:2	0:6	0:6	2:4	1:5	1:5
EF VI	5:1:0	2:1:3	1:5	3:1:2	1:5	1:5	5:1	2:4	2:4
EF VII	7:4:4	4:1:10	2:13	5:2:8	2:13	2:13	5:10	2:13	2:13
EF VIII	2:1:2	2:3	1:4	1:4	1:4	1:4	2:3	2:3	2:3

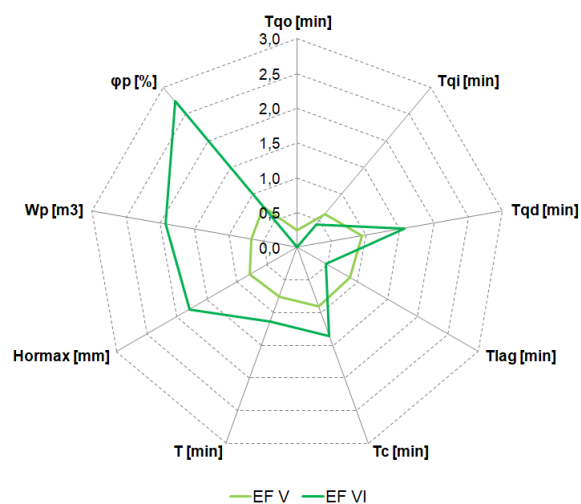
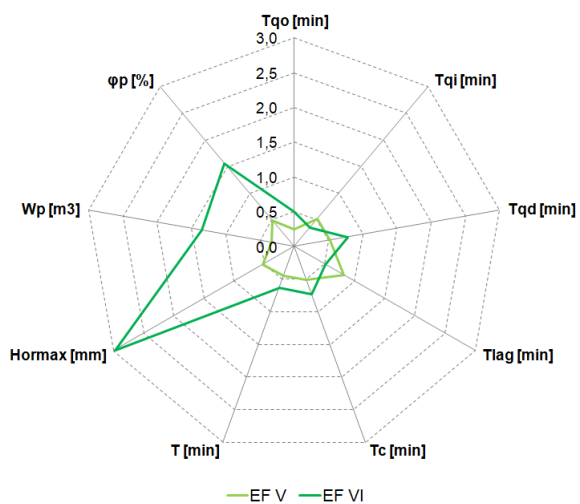
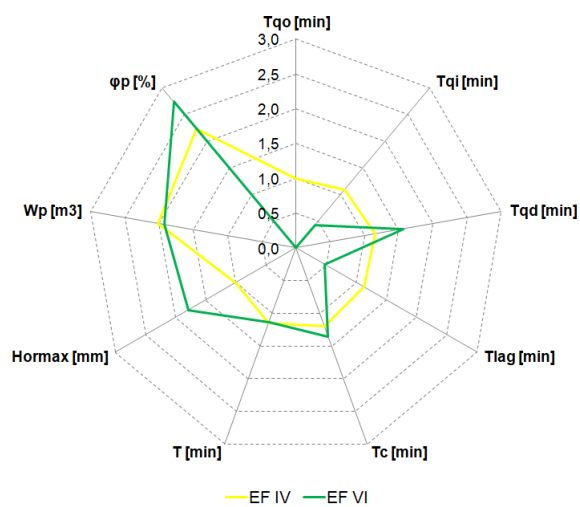
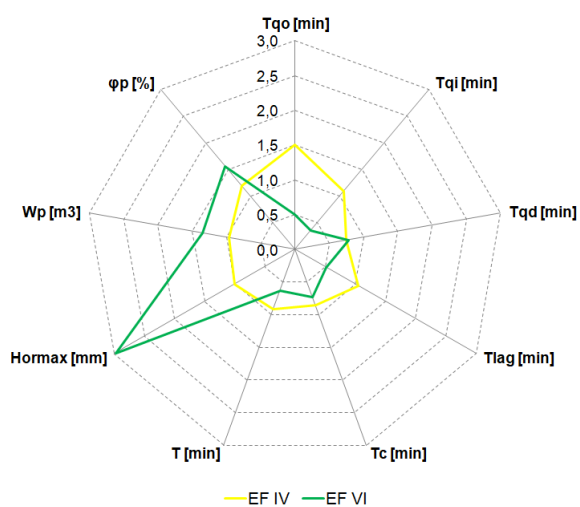
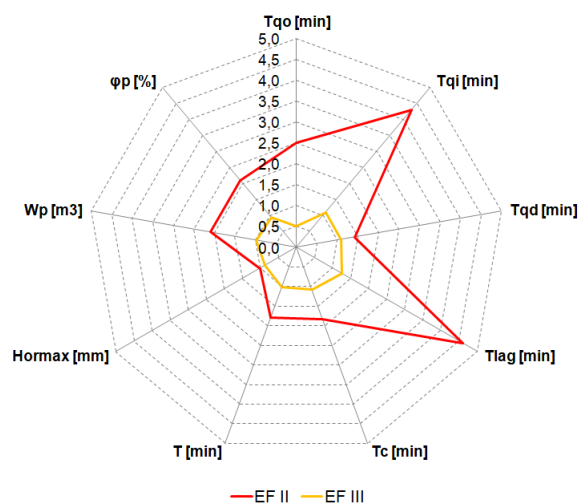
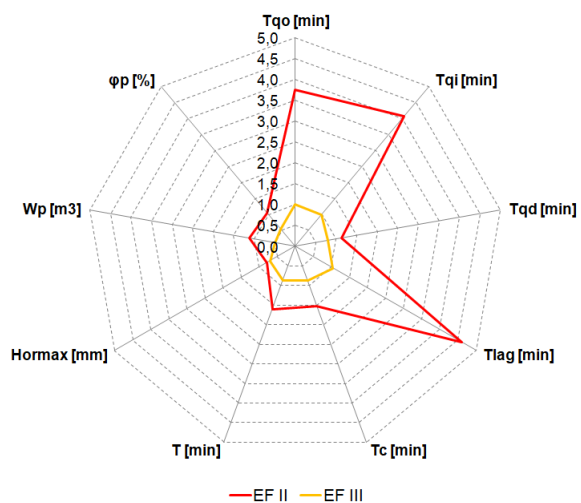
Vysvětlivky: 3:1:9 - třikrát byla větší hodnota u ZBY, jednou byla hodnota v obou povodích stejná, devětkrát byla větší hodnota u TET

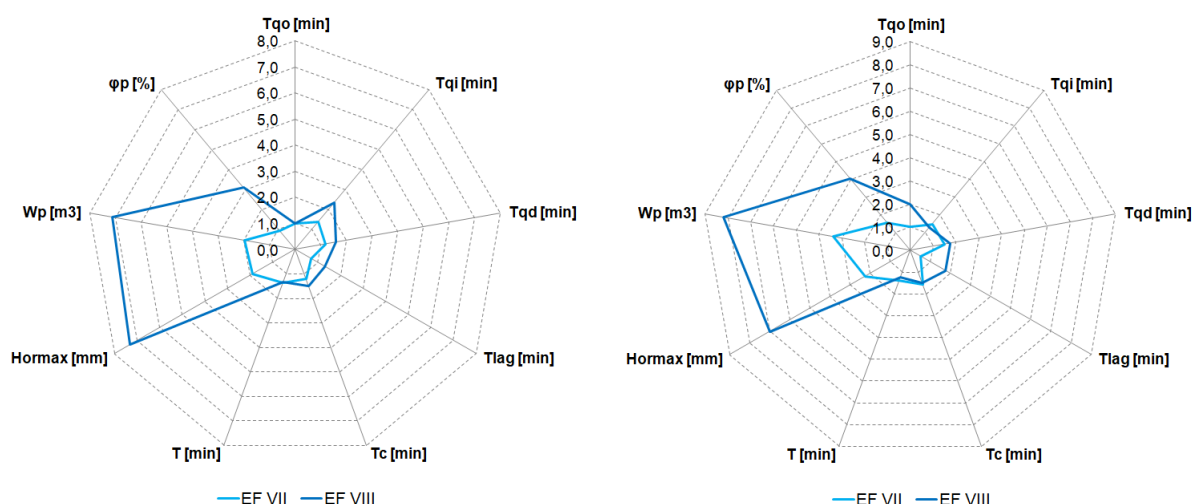
Zelená barva - větší četnost výskytů u TET, žlutá barva - stejný počet výskytů u obou povodí, červená barva - větší četnost výskytů u ZBY

Tabulka 27 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek EF

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
EF I	ZBY >> TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY < TET
EF II	ZBY > TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
EF III	ZBY >> TET	ZBY ≤ TET	ZBY < TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
EF IV	ZBY > TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY = TET	ZBY < TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY << TET
EF V	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY << TET	ZBY << TET	ZBY << TET	ZBY << TET
EF VI	ZBY >> TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY << TET	ZBY >> TET	ZBY < TET	ZBY << TET
EF VII	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY > TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
EF VIII	ZBY << TET	ZBY >> TET	ZBY ≤ TET	ZBY < TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET

Vysvětlivky: schematizace rozdílů dle Tab. 14



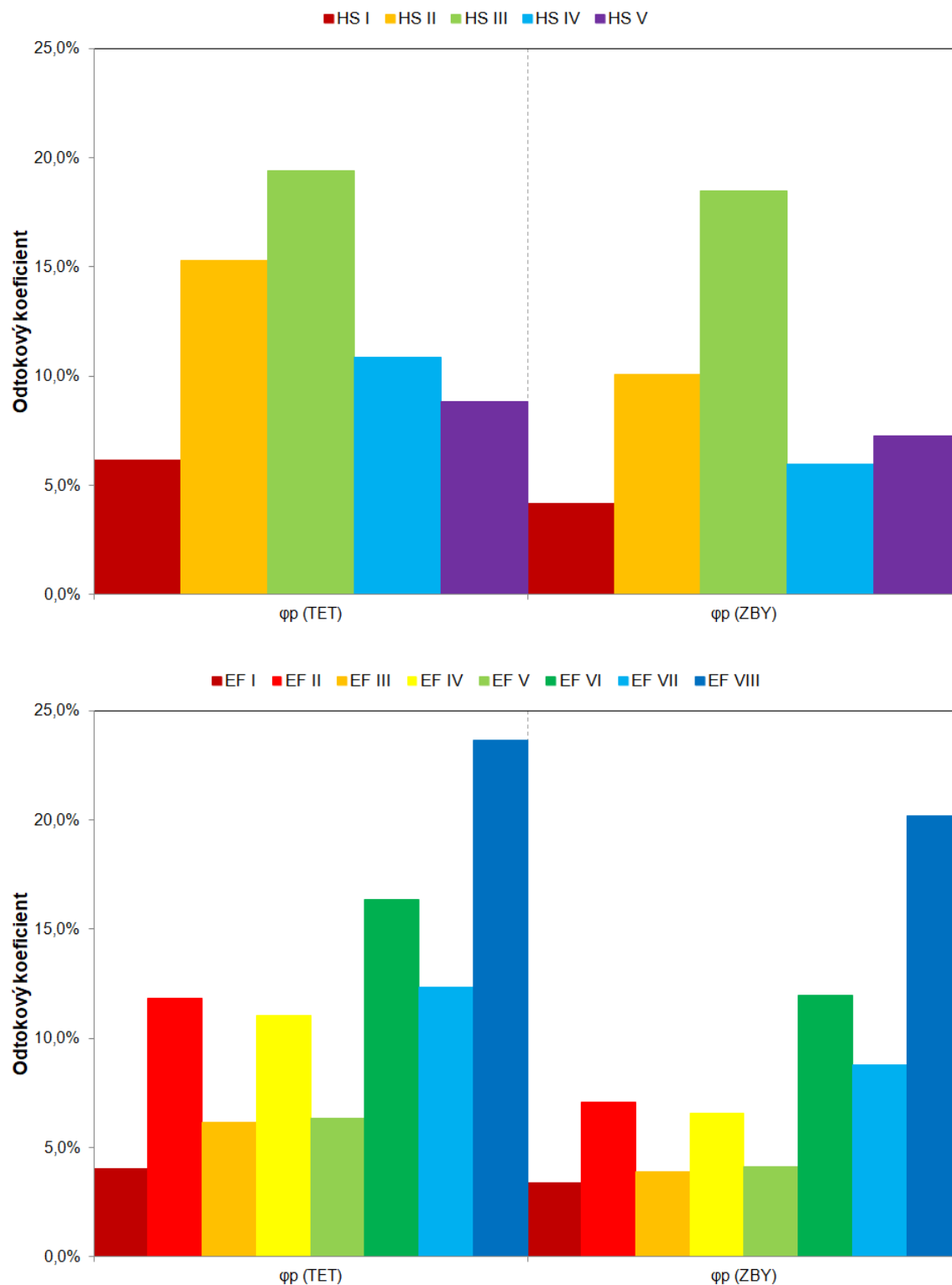


Obrázek 58 - Srovnání projevů odtokové události mezi vybranými typy příčinných podmínek EF (vlevo ZBY, vpravo TET)

- ad b) V situacích, kdy je **rozdíl v intenzitě srážek již výraznější (EF IV vs. EF VI)**, se projevují i větší odchylky v reakci povodí na příčinnou srážku. U ZBY se zásadně zkrátí doba nástupu odtokové vlny a zvýší se objem přímého odtoku, odtokový koeficient a hlavně kulminační průtok (až o 200 %). U TET sice rovněž dochází ke zkrácení doby trvání vzestupné větve a doby prodlení, ale rovněž je zaznamenáno mírné prodloužení doby trvání sestupné větve a doby koncentrace. Nárůst odtokového koeficientu je obdobný jako u ZBY (cca o 50 %), ale zvýšení kulminačního průtoku již není tak razantní. Zajímavé je, že na objem přímého odtoku z lesního povodí nárůst intenzity srážek žádný vliv nemá.
- ad c) Pokud se zaměříme na **odlišnosti v nasycenosti povodí (EF V vs. EF VI)**, můžeme obecně říci, že se zvyšující se nasyceností se zvyšuje extremita odtokové události. Nepatrně se zkracuje doba nástupu odtokové vlny (ale rozhodně ne tak výrazně, jak bylo zjištěno při zvýšení intenzity srážek) a mírně se u obou povodí prodlužuje doba trvání sestupné větve a tím i celé srážko-odtokové epizody (podobně jako u TET při zvýšení intenzity srážek). Dramaticky však u obou povodí vzrůstají bilanční odtokové charakteristiky (objem přímého odtoku, odtokový koeficient a kulminační průtok). V lesním povodí největší nárůst zaznamenal odtokový koeficient (téměř o 200 %), zatímco v lučním povodí se jednalo o kulminační průtok (až o 250 %).
- ad d) V poslední dvojici typů epizod (EF VII vs. EF VIII) již bohužel není jednoznačný rozdíl pouze v jednom z příčinných faktorů. **Hlavním sledovaným faktorem je opět nasycenost povodí**, ale odtoková odezva může být částečně ovlivněna i nemalými rozdíly ve větším množství spadlých srážek (EF VIII) nebo větší intenzitě srážek (EF VII). Opět je možné vidět zásadní nárůst všech bilančních odtokových charakteristik, zdaleka největší pak u objemu přímého odtoku a kulminačního průtoku. Z hlediska projevu odtokové reakce se ale obě povodí chovají velmi podobně. Značí to, že při extrémních příčinných podmínkách již odlišný charakter povodí nehraje při odtokové odezvě v podstatě žádnou roli.

V poslední analýze bylo cílem zjistit, jaký je příspěvek odtoku v rámci jednotlivých srážkových režimů a během kterých typů epizod odtéká nejvíce vody z povodí. Pro potvrzení

zjištěných poznatků byly znovu porovnávány typy epizod dle obou způsobů stanovení typologie srážkových režimů (HS a EF). Větší podíl příčinné srážky obecně odtéká během srážko-odtokových epizod z lesního povodí, a to během všech typů odtokových událostí bez ohledu na použitou typologii (Obr. 59).



Obrázek 59 - Odtokový koeficient přímého odtoku podle typu příčinných podmínek HS a EF

Podle dřívějších poznatků z kapitoly 4.3.1.2 nejsilněji koreluje s odtokovým koeficientem nasycenost povodí. Proto nepřekvapí, že srážkové režimy s největší nasyceností generují největší podíly odtokového koeficientu (EF VIII a EF VI). Podporují to i hodnoty koeficientů přímého odtoku ze srážkových režimů dle typologie HS, byť s jednou výjimkou. Tou je typ HS III, který je charakterizován extrémním srážkovým úhrnem (56,4 mm), který je ve srovnání s ostatními typy více než dvojnásobný. Při těchto extrémních srážkových úhrnech již nehraje nasycenost povodí takový vliv, jelikož spadlé srážky dokážou samy dostatečně nasytit povodí tak, že její velká část odtéká formou přímého odtoku z povodí. Pokud však není srážkový úhrn tak extrémní, projeví se vliv nasycenosti opět výrazně větším odtokovým koeficientem, jako je tomu třeba v případě typu HS II v porovnání s typem HS V. Poměrně neobvyklou skutečnost nám znázorňuje srovnání odtokového koeficientu obou povodí mezi HS IV a HS V. Při podobném nasycení obou povodí to vypadá, že v TET je zaznamenán větší odtokový koeficient při epizodách, které se vyznačují menší extrémností ostatních příčinných podmínek (úhrn srážek a intenzita srážek). Při detailním zkoumání jednotlivých epizod obou typů však bylo zjištěno, že u typu HS V, který je determinován hlavně velmi vysokou intenzitou srážek, je u zbylých dvou příčinných faktorů (úhrn srážek a API 5) zaznamenána mnohem větší variabilita hodnot. Kombinace zvýšené variability hodnot příčinných faktorů a nižší počet uvažovaných epizod má za následek, že průměrný odtokový koeficient je značně ovlivněn odlehlejšími hodnotami a ve výsledku je u ZBY nepatrně větší.

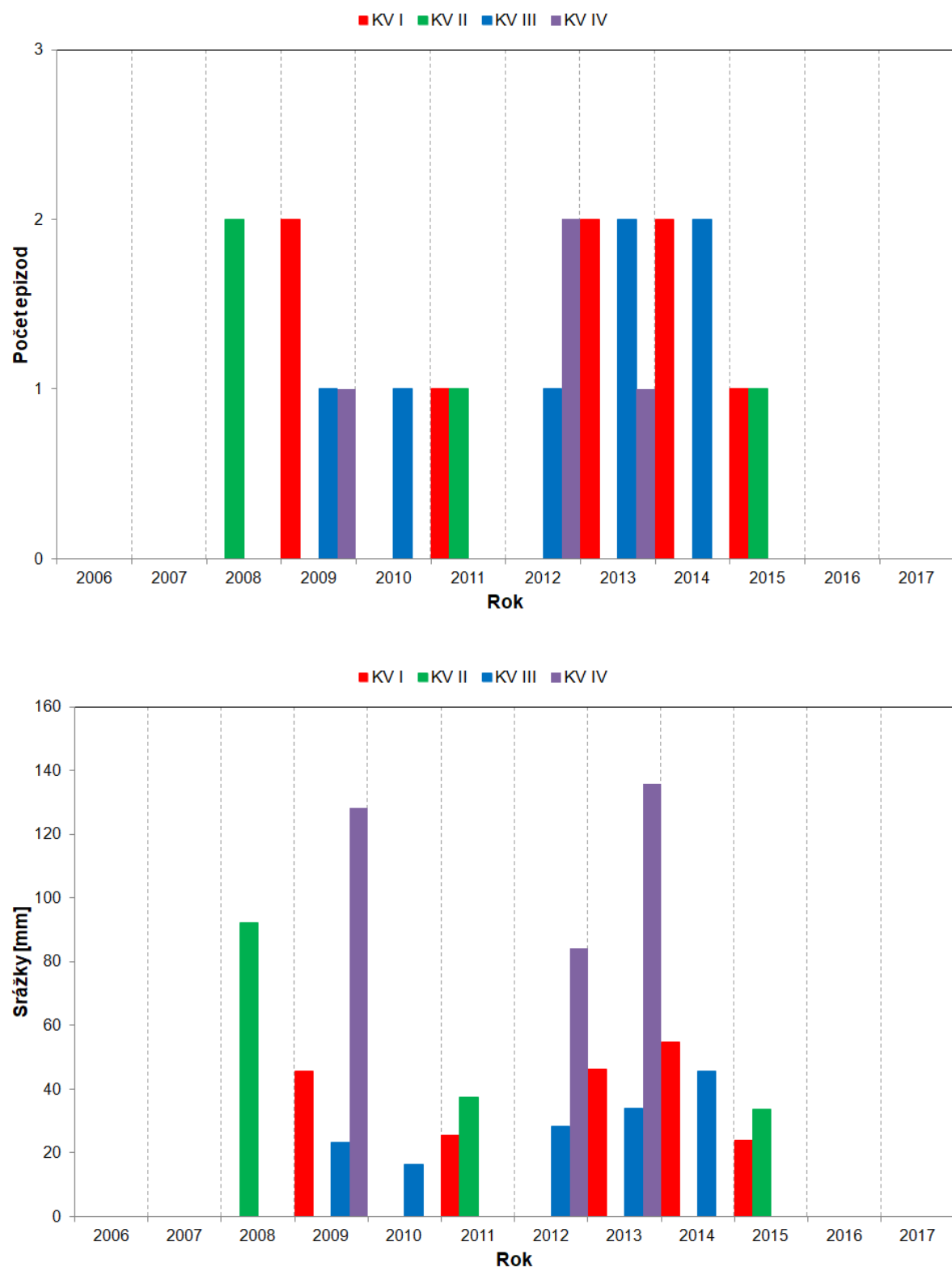
4.3.2 Epizody s komplexní vlnou

4.3.2.1 Typologie příčinných podmínek

Do druhé skupiny epizod bylo vybráno celkem 23 událostí. Pro určení typů příčinných podmínek byla použita metoda rozdělení podle extremity příčinných faktorů. Pro odlišení typů příčinných podmínek od skupiny s jednoduchou vlnou byl použit prefix KV (komplexní vlna). Všechny epizody měly obecně jednotný charakter - jednalo se o dlouhotrvající regionální deště nižší intenzity, které se mezi sebou rozlišovaly množstvím spadlého srážkového úhrnu a nasyceností povodí. Celkově byly vydefinovány čtyři typy příčinných podmínek, jejichž základní charakteristiku uvádí Tab. 28.

Typ KV I se vyznačuje menším srážkovým úhrnem a nízkou nasyceností, což ho předurčuje i k nejmenším projevům odtokové reakce. Typ KV II je z pohledu srážkového úhrnu nadprůměrný, ale je opět reprezentován nízkou nasyceností povodí. Typ KV III má sice ze všech definovaných typů nejmenší srážkový úhrn, ale pro změnu největší nasycenost povodí. Největší riziko představuje typ KV IV, který ve všech třech příčinných faktorech (hlavně v úhrnu srážek) výrazně překračuje průměrné hodnoty hodnoceného souboru.

Je zajímavé, že nebyl zaznamenán jediný případ epizody s komplexní vlnou ani na začátku, ani na konci sledovaného období. Z pohledu četnosti epizod jsou si jednotlivé typy příčinných podmínek velmi podobné a v čase rovnoměrně zastoupené (Obr. 60). Celkový úhrn srážek v rámci definovaných typů je poplatný jeho průměrné velikosti. Nejvíce srážek bylo jednoznačně zaznamenáno během KV IV (348 mm), nejméně pak při KV III (147 mm).



Obrázek 60 - Četnost a srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek KV za celé období pozorování

Tabulka 28 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (KV)

Typ příčinných podmínek	Počet epizod	Hs [mm]		Ip [mm.hod ⁻¹]		API 5		Th [min]		Imax [mm.30min ⁻¹]	
		Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka
KV I	8	24,4	3,1	1,25	0,57	2,17	2,07	1391	616	6,64	5,44
KV II	4	40,0	6,8	1,51	0,30	1,85	1,10	1640	440	7,09	2,72
KV III	7	21,2	6,3	1,20	0,38	20,92	12,27	1154	434	9,27	4,71
KV IV	4	87,7	47,3	2,70	1,16	17,45	8,21	2248	1305	16,35	9,53

Tabulka 29 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (DV)

Typ příčinných podmínek	Počet epizod	Hs [mm]		Ip [mm.hod ⁻¹]		API 5		Th [min]		Imax [mm.30min ⁻¹]	
		Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka	Průměr	Směrodatná odchylka
DV I	5	31,1	6,5	1,78	1,24	0,80	0,67	747	653	3,29	1,73
DV II	6	50,6	10,5	6,32	8,52	15,92	13,85	635	530	12,94	8,91
DV III	1	19,9	0,1	2,58	1,10	28,91	0,24	265	105	6,31	3,99

4.3.2.2 Srovnání odtokové odezvy

Hodnocení chování odtokové odezvy u komplexních odtokových vln probíhalo velmi podobně jako u epizod s jednoduchou vlnou. Byl použit shodný syntetický přístup, při němž byla odtoková reakce sledována z různých úhlů pohledu. Totožně byly analyzovány stejné příčinné faktory a jim odpovídající odtokové charakteristiky jako v Kap. 4.3.1.2.

V Tab. 30 jsou uvedeny korelační koeficienty včetně určení signifikance na 5% a 1% hladině významnosti. Šedě jsou zvýrazněny hodnoty, které splňovaly 1% hladinu významnosti.

Tabulka 30 - Korelační koeficienty příčinných faktorů a odtokových charakteristik epizod s komplexní vlnou

Proměnné	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
Th [min]	,449**	,537**	,628**	,112	,731**	,912**	,573**	,694**	,503**
Hs [mm]	,240	,245	,624**	-,268	,427**	,697**	,864**	,924**	,716**
I _p [mm.hod ⁻¹]	-,218	-,295*	,067	-,404**	-,251	-,160	,484**	,352*	,317*
I _{max} [mm.30min ⁻¹]	-,406**	-,460**	,026	-,286	-,199	-,316*	,224	,054	,133
API 5	,117	-,289	,122	-,268	-,087	-,098	,347*	,311*	,381**
ASI [mm]	,116	-,123	,524**	-,130	,409*	,405*	,670**	,654**	,831**

* korelační koeficient je signifikantní na na 5% hladině významnosti

** korelační koeficient je signifikantní na na 1% hladině významnosti

Korelační analýza závislostí v mnoha ohledech respektuje silné vztahy mezi příčinnými a závislými proměnnými zjištěné u epizod s jednoduchou vlnou. Objevují se však nové závislosti, které u jednoduchých vln neplatily:

- doba trvání srážky více koreluje s časovými charakteristikami sestupné větve hydrogramu (T, T_{qd} a T_c), což se odráží i v silnějším vztahu s objemem přímého odtoku a kulminačním průtokem
- intenzita srážky negativně ovlivňuje dobu trvání vzestupné větve, zároveň se ale průměrná intenzita pozitivně odráží i na velikosti kulminačního průtoku
- nasycenost povodí nejvíce působí nejen na velikost odtokového koeficientu, ale také na objem přímého odtoku a velikost kulminačního průtoku

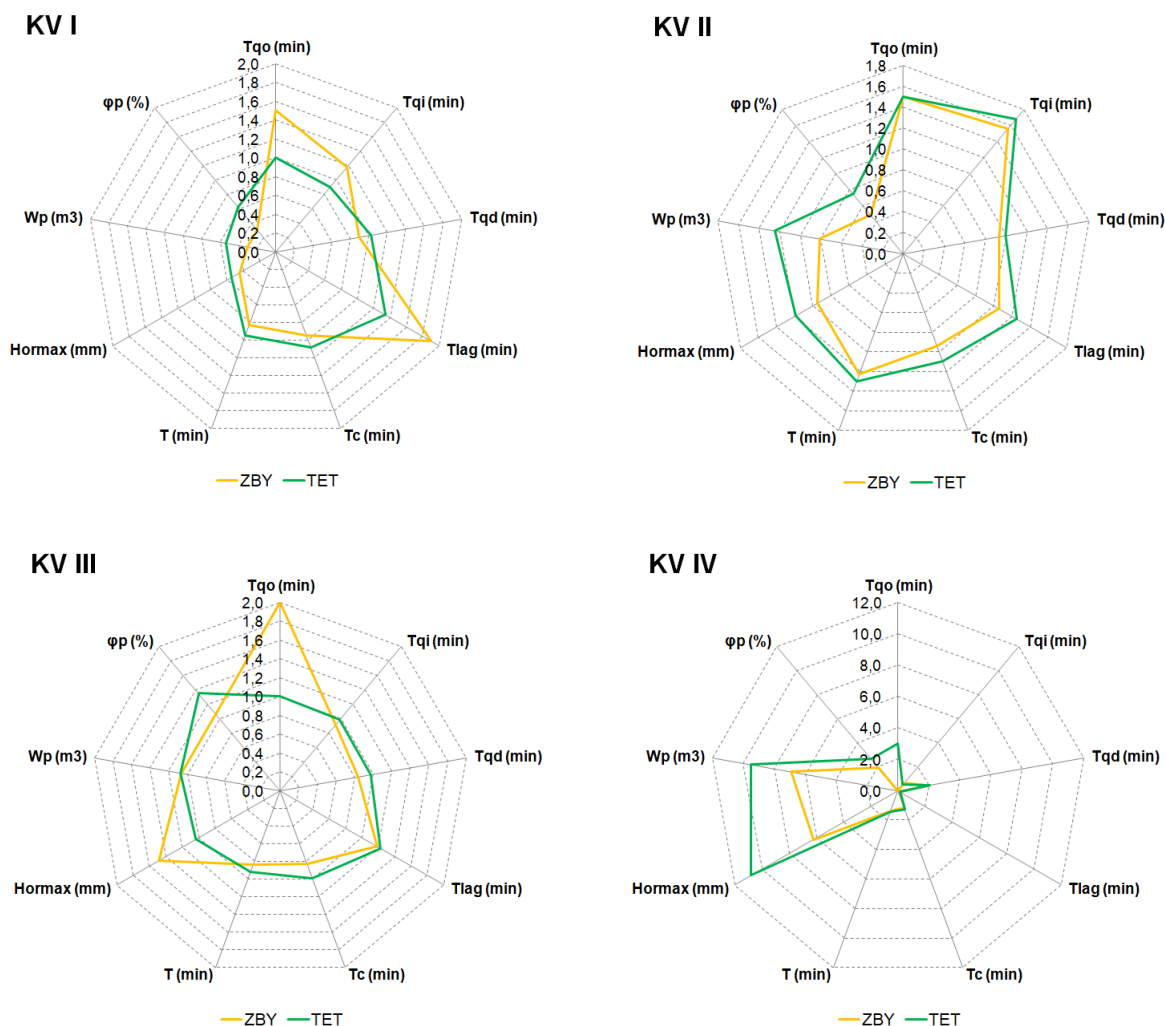
Rozdíly v síle vztahů mezi oběma povodími opět nejsou nikterak zásadní. V TET má doba trvání srážky větší pozitivní vliv na velikost kulminačního průtoku a odtokový koeficient ($H_{ormax_{TET}} = 0,644$ vs. $H_{ormax_{ZBY}} = 0,509$; $\phi_{TET} = 0,586$ vs. $\phi_{ZBY} = 0,428$). Těsnější vztah u TET je rovněž zaznamenán u velikosti srážky a odtokového koeficientu ($\phi_{TET} = 0,798$ vs. $\phi_{ZBY} = 0,648$). U ZBY působí silnějším negativním vlivem na dobu trvání vzestupné větve intenzita srážky ($T_{qi_{TET}} = -0,357$ vs. $T_{qi_{ZBY}} = -0,560$) a pozitivně naopak doba trvání srážky ($T_{qo_{TET}} = 0,477$ vs. $T_{qo_{ZBY}} = 0,598$).

Stejným způsobem jako u jednoduchých vln probíhalo i hodnocení rozdílů v odtokové odezvě jednotlivých typů příčinných podmínek. Zjednodušením bylo, že byla použita pouze jedna typologie příčinných podmínek a kvůli celkově mnohem menšímu počtu vhodných událostí bylo definováno i méně typů (KV I–IV). Typy KV I a KV II, resp. KV III a KV IV se mezi sebou lišily především velikostí srážkového úhrnu, typy KV I a KV III pak nasyceností povodí. Z Tab. 31 a Tab. 32 vychází následující poznatky:

- U epizod s nízkou nasyceností dochází k rychlejšímu nástupu odtokové vlny při nižším srážkovém úhrnu (KV I) u TET (doba trvání vzestupné větve je o 210 min kratší, doba prodlení dokonce o 255 min), při větším srážkovém úhrnu (KV II) je naopak nástup odtokové vlny mírně kratší u ZBY (doba trvání vzestupné větve i doba prodlení v průměru o 90 min). Na dobu trvání sestupné větve nehraje rozdílný srážkový úhrn žádný vliv. Obecně dochází k výraznějším odtokovým projevům při epizodách s větším úhrnem srážek (ve všech třech sledovaných charakteristikách), což je logickým vyústěním nastalých příčinných podmínek. V obou případech jsou extrémnější projevy odtokové reakce zaznamenány v lesním povodí.
- U epizod s vysokou nasyceností hraje v našem případě klíčovou roli obrovský rozdíl ve spadlých srážkách, který jednoznačně předurčuje velikost odtokové reakce během obou typů (KV III a KV IV). Ve všech odtokových parametrech je větší extrémita projevů odtoku zjištěna u epizod KV IV, během nichž spadlo v průměru o cca 60 mm srážek více. Povodí se při těchto extrémních epizodách sice mezi sebou příliš neliší v časovém rozložení hydrogramu (pouze snad je nástup odtokové vlny rychlejší v lesním povodí asi o 115 min), ale zato jsou výrazné rozdíly detekovány v případě kulminace odtoku, objemu přímého odtoku a o něco méně pak u odtokového koeficientu. Při menších srážkách (KV III) nejsou rozdíly mezi povodími zdaleka tak výrazné. Pouze u lučního povodí je kulminace průtoku mnohem větší než v lesním povodí (v průměru o 45 %). V lese je naopak nepatrně delší sestupná větev hydrogramu a celkově je v něm i větší odtokový koeficient (v průměru o 27 %).
- U epizod s nižším srážkovým úhrnem, reaguje citlivěji na zvýšenou nasycenost lučního povodí. Projevuje se to mnohem rychlejším nástupem povodňové vlny a kratší dobou prodlení (v průměru o 325 min). U lesního povodí jsou zjištěné rozdíly v časovém průběhu odtokové vlny zanedbatelné. Mnohem zřetelnější je u ZBY i nárůst kulminačního odtoku a částečně i objemu přímého odtoku. Změna odtokového koeficientu je již v obou povodích srovnatelná.

Pokud bychom se snažili zobecnit projevy odtokové odezvy u situací s jednoduchou vlnou a s komplexní vlnou, vyplývá nám z toho větší pestrost a rozdílnost obou povodí v odtokových událostech s jednoduchou vlnou. Na jedné straně je to dáno širším spektrem příčinných podmínek, během nichž byla odtoková reakce sledována. Na druhé straně ale figuruje skutečnost, že události s komplexní vlnou jsou častěji zapříčiněny extrémnějšími projevy determinujících faktorů, jejichž následkem je odtoková odezva v podobné intenzitě v obou sledovaných povodích. Náznorně to prezentuje Obr. 61, na kterém je vidět, že tvary paprskových grafů obou povodí jsou si více podobné (tzn., rozdíly v odtokové odezvě mezi

povodími jsou menší) a identifikovatelné difference nejsou tak časté, jako tomu bylo u typů epizod s jednoduchou vlnou. Výjimku tvoří typ KV IV, který myšlenku podobné odtokové reakce obou povodí při velké extremitě přírodních podmínek částečně popírá. Sice nejsou zjištěny nikterak významné rozdíly v časovém průběhu odtokové vlny, ale v kulminaci odtoku a objemu přímého odtoku jsou naopak velmi velké.



Obrázek 61 - Rozdíly v odtokových charakteristikách obou povodí u událostí typu KV

Poslední analýza epizod s komplexní vlnou se opět zabývala kvantifikací a srovnáním příspěvku rychlého přímého odtoku v průběhu jednotlivých typů přírodních podmínek. Výsledky jsou v podstatě identické s těmi, které byly prezentovány pro epizody s jednoduchou vlnou. Ve všech typech případů odtéká větší podíl přírodních srážek z lesního povodí, i když u typu KV III je rozdíl zanedbatelný (Obr. 62). Nasycenost povodí opět hraje ve velikosti odtokového koeficientu zásadní roli, proto největší podíl vody odtéká během epizod s největší nasyceností povodí (KV III a KV IV). Naopak při srovnání typů KV I a KV II, kdy je v obou případech nasycenost povodí minimální, nemá množství srážek na velikost odtokového koeficientu v podstatě žádný vliv. I když během situací KV II spadne v průměru o 64 % srážek více (Tab. 28), odtokový koeficient je v obou povodích srovnatelný (zvláště v lese).

Tabulka 31 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek KV

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
KV I	3:3:2	3:5	0:8	3:1:4	1:7	0:8	2:6	0:8	0:8
KV II	1:1:2	1:3	0:4	0:4	0:4	0:4	1:3	0:4	0:4
KV III	3:3:1	3:4	2:2:3	2:3:1	1:6	1:6	4:3	3:4	3:4
KV IV	1:2:1	3:1:0	0:4	1:2:1	0:4	0:4	1:3	0:4	0:4

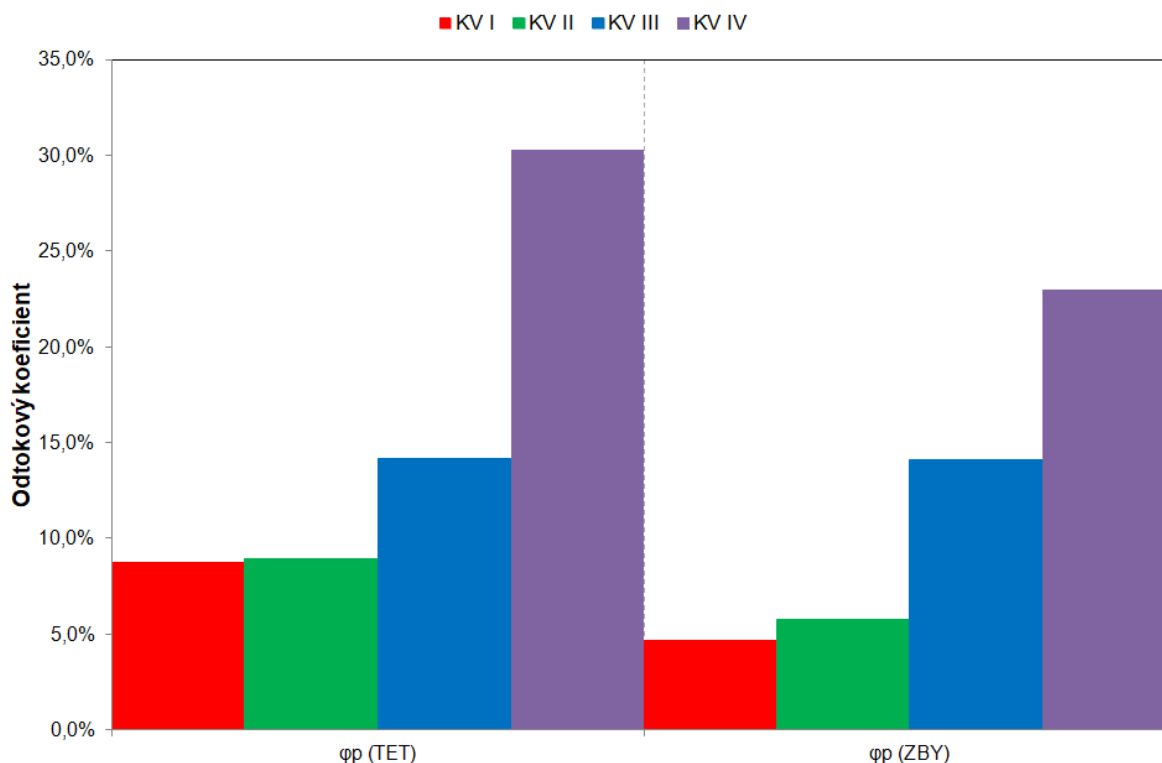
Vysvětlivky: 3:3:2 - třikrát byla větší hodnota u ZBY, třikrát byla hodnota v obou povodích stejná, dvakrát byla větší hodnota u TET

Zelená barva - větší četnost výskytů u TET, žlutá barva - stejný počet výskytů u obou povodí, červená barva - větší četnost výskytů u ZBY

Tabulka 32 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek KV

Typ příčinných podmínek	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m ³]	φ _p [%]
KV I	ZBY > TET	ZBY > TET	ZBY ≤ TET	ZBY > TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
KV II	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY << TET	ZBY << TET
KV III	ZBY >> TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY > TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET
KV IV	ZBY << TET	ZBY > TET	ZBY = TET	ZBY ≤ TET	ZBY = TET	ZBY = TET	ZBY << TET	ZBY < TET	ZBY < TET

Vysvětlivky: schematizace rozdílů dle Tab. 14



Obrázek 62 - Odtokový koeficient přímého odtoku podle typu příčinných podmínek KV

4.3.3 Epizody se dvěma po sobě následujícími vlnami

4.3.3.1 Typologie příčinných podmínek

Výběr pro třetí skupinu epizod čítal celkem 17 srážko-odtokových událostí. Pro hodnocení této skupiny byl použit úplně jiný přístup než v obou předchozích skupinách. V rámci jedné srážko-odtokové události fakticky proběhly dvě po sobě následující odtokové vlny, kdy první vlna následně ovlivňovala druhou. Pro všechny definované odtokové vlny byly vypočteny stejné příčinné faktory a odtokové charakteristiky, jako v případě jednoduchých a komplexních vln. V rámci příčinných faktorů byl rozdíl pouze v tom, že parametry nasycenosti byly vztaženy shodně k oběma příčinným situacím a nově byl vypočten i celkový srážkový úhrn za obě příčinné srážky, který byl následně uváděn jako velikost srážkového úhrnu dané události.

Obecně bylo velmi složité určit vhodnou typologii srážkových režimů a následně najít nějaké souvislosti a významné poznatky z odtokové reakce obou povodí na tuto skupinu srážko-odtokových událostí. Nakonec byly definovány tři typy příčinných podmínek, jejichž určení se primárně řídilo velmi jednoduchým pravidlem, a to vztahem velikosti srážkového úhrnu mezi první a druhou příčinnou situací. Abychom v rámci typologie příčinných podmínek zohlednili i ostatní příčinné faktory (hlavně velikost srážky a nasycenost povodí), byly konečný výběr epizod a specifikace příslušných typů modifikovány do následující podoby:

- **větší srážkový úhrn v první příčinné situaci** + průměrný srážkový úhrn a velmi nízká nasycenost povodí (DV I)

- **větší srážkový úhrn ve druhé příčinné situaci** + nadprůměrný srážkový úhrn a vyšší nasycenost povodí (DV II)
- **zhruba stejný srážkový úhrn v obou příčinných situacích** + malý srážkový úhrn a vysoká nasycenost povodí (DV II)

Do finální podoby typologie nebylo zahrnuto 5 epizod, které svými parametry nevyhovovaly ani jednomu z představených typů. Zároveň u typu DV III byla vybrána pouze jedna epizoda, což není rozhodně dostatečný vzorek pro zajištění hodnověrnosti předložených poznatků. V Tab. 29 jsou shrnuty základní charakteristiky příčinných faktorů jednotlivých typů příčinných podmínek.

4.3.3.2 Srovnání odtokové odezvy

Porovnání odtokové odezvy povodí následně probíhalo na jiné sadě odtokových parametrů, které lépe zohledňovaly vztah obou odtokových vln. Nově byly definovány následující charakteristiky:

- procentuální změna velikosti kulminace druhé vlny oproti první (Změna H_{ormax})
- procentuální změna objemu přímého odtoku druhé vlny oproti první (Změna W_p)
- procentuální změna koeficientu přímého odtoku druhé vlny oproti první (Změna φ_p)
- doba mezi kulminacemi první a druhé vlny (T mezi H_{ormax})

Kromě toho byly vypočteny i procentuální rozdíly vybraných parametrů v jednotlivých odtokových vlnách mezi oběma povodími (Rozdíl H_{ormax} , Rozdíl W_p a Rozdíl φ_p). Následně se zkoumalo, zda se rozdíl mezi povodími v případě druhé odtokové vlny nějak dramaticky změnil, tedy jestli jedno či druhé povodí citlivěji zareagovalo na druhou příčinnou srážku. Níže popsaná zjištění jsou kvantifikována v Tab. 33:

- Při detailním zaměření na typ DV I zjistíme, že téměř vždy je odtoková odezva obou povodí větší u první odtokové vlny než u druhé (z hlediska kulminačního průtoku a objemu přímého odtoku). Rozdíl je však patrný u odtokového koeficientu přímého odtoku. U ZBY je vždy odtokový koeficient větší u první vlny, což odpovídá stavu, kdy je první příčinná srážka natolik velká, že se sice částečně infiltruje do nenasyčeného povodí, ale stejně z ní poměrně velká část stihne odtéci, čímž vytvoří retenční prostor pro druhou příčinnou srážku. U TET je situace mnohem variabilnější a častěji dochází k tomu, že je odtokový koeficient druhé vlny větší než u první. To naznačuje, že se po první srážce lesní povodí nasytí a významně se sníží retenční prostor pro přijetí druhé srážky. Pak i o poznání menší srážkový úhrn, který sice neznamená nikterak významnou odtokovou vlnu, odeče z větší části a rychleji jako přímý odtok z povodí.

Pokud budeme srovnávat vybrané odtokové charakteristiky jednotlivých vln mezi oběma povodími, dospějeme k závěru, že jsou projevy odtoku v obou vlnách jednoznačně větší v lesním povodí. U druhé vlny se navíc rozdíly ve sledovaných charakteristikách odtoku zvětšují. Tím se v podstatě potvrzuje výše uvedené, kdy se větší část první příčinné srážky v lesním povodí akumuluje a druhá příčinná srážka

spadne už do nasyceného povodí, přičemž na ni TET reaguje větším odtokem než ZBY

- U epizod typu DV II je obecně zaznamenána výrazně větší odtoková odezva u druhé příčinné události, a to u obou povodí. Vychází to z logického předpokladu, že první (menší) příčinná srážka povodí nasytí a druhá (větší) pak způsobí mnohem větší odtok vody z povodí.

Rozdíly v odtokových charakteristikách mezi povodími již v případě obou odtokových vln nejsou tak výrazné. Z pohledu kulminačního průtoku jsou hodnoty jeho průměrných rozdílů v obou vlnách a povodích srovnatelné. Objem a odtokový koeficient přímého odtoku je sice u první vlny větší v lesním povodí, ale u druhé vlny, kdy je odtoková odezva výrazně větší v obou povodích, se rozdíly mezi povodími zmenšují. To opět dokládá skutečnost, že při zvýšené extremitě příčinných podmínek se rozdíly v odtokové odezvě obou experimentálních povodí zmenšují.

- Jak již bylo zmíněno výše, typ DV III je reprezentován pouze jednou sledovanou epizodou a zjištěné poznatky tak nemají dostatečnou vypovídací schopnost. Přesto je uvádím jako jeden ze závěrů, které je třeba v budoucnu verifikovat. Mezi odtokovými charakteristikami obou odtokových vln není téměř žádný rozdíl. Pouze u ZBY dosahuje první vlna většího kulminačního průtoku. Odtoková odezva mezi povodími je v obou vlnách větší u ZBY, přičemž největší rozdíly panují u kulminačního průtoku. Obdobně jako u typu DV II se však u druhé odtokové vlny, kdy je v krátkém čase po sobě povodí zasaženo další příčinnou srážkou, rozdíly mezi povodími zmenšují.

4.4 Hydropedologické podmínky a vodní režim půd

Objemová vlhkost půdy byla kontinuálně měřena od června 2011 na třech referenčních stanovištích popisovaných v kapitole 3.2.2.1. Její dlouhodobé hodnoty jdou uvedeny v Tab. 9. Kromě toho byly díky terénním odběrům a laboratorním analýzám stanoveny vybrané hydropedologické charakteristiky, které jsou shrnuty v Tab. 34. Odběry půdních vzorků byly prováděny s pomocí Kopeckého válečků. Modelové retenční křivky byly vypočteny na základě dat z analýzy zrnitosti metodou van Genuchtena v programu RETC (van Genuchten et al., 1991). Při srovnání modelových hodnot s laboratorně zjištěnými hodnotami se maximální retenční kapacita spíše blíží hodnotě maximální kapilární vodní kapacity. Nasycená hydraulická vodivost byla vypočtena z dat pořízených v rámci terénních infiltračních experimentů prováděných kompaktním přetlakovým infiltrometrem. Vzhledem k tomu, že bylo provedeno pouze několik málo měření, mají uvedené hodnoty spíše ilustrativní charakter.

Následující podkapitoly popisují výsledky analýz časových řad pouze z výše zmíněných referenčních lokalit (přirozená louka, les a meliorovaná louka). Výsledky jsou tedy vztaženy ke konkrétním místům, nikoli k celému povodí. I přes toto omezení můžeme vnímat tato místa jako zástupce nejčastěji se vyskytujících typů krajinného pokryvu a z větší části i typů půdního pokryvu a lze je z tohoto pohledu brát za reprezentativní pro typologicky podobné areály v obou povodích.

Tabulka 33 - Srovnání rozdílů v odtokových charakteristikách typů příčinných podmínek dle rozdělení DV

Typ příčinných podmínek	Změna H _{ormax} [%]		Změna W _p [%]		Změna φ _p [%]		T mezi H _{ormax} [min]	
	TET	ZBY	TET	ZBY	TET	ZBY	TET	ZBY
DV I	67,0	59,2	36,2	22,4	112,8	73,1	1 540	1 506
DV II	852,0	527,5	823,5	791,6	415,4	441,5	1 447	1 345
DV III	101,0	76,6	111,8	92,2	103,8	94,5	1 700	1 660

Typ příčinných podmínek	Rozdíl H _{ormax} - 1.vlna [%]		Rozdíl W _p - 1.vlna [%]		Rozdíl φ _p - 1.vlna [%]	
	TET	ZBY	TET	ZBY	TET	ZBY
DV I	128,0	85,4	199,5	52,5	188,6	55,7
DV II	113,2	113,0	189,6	77,1	177,0	75,4
DV III	50,6	197,5	81,5	122,6	81,9	122,1

Typ příčinných podmínek	Rozdíl H _{ormax} - 2.vlna [%]		Rozdíl W _p - 2.vlna [%]		Rozdíl φ _p - 2.vlna [%]	
	TET	ZBY	TET	ZBY	TET	ZBY
DV I	144,4	70,2	310,0	34,2	288,8	37,7
DV II	113,9	111,7	153,6	87,6	132,8	97,3
DV III	66,8	149,8	98,9	101,2	89,9	111,2

Vysvětlivky: **Změna** = procentuální rozdíl mezi parametry odtokových vln

- hodnota větší než 100 → atributy druhé vlny jsou větší než první vlny

- hodnota menší než 100 → atributy první vlny jsou větší než druhé vlny

Rozdíl = procentuální rozdíl parametrů každé z vln mezi oběma povodími

- hodnota větší než 100 → atributy TET jsou větší než ZBY

- hodnota menší než 100 → atributy ZBY jsou větší než TET

Tabulka 34 - Hydropedologické charakteristiky referenčních stanovišť

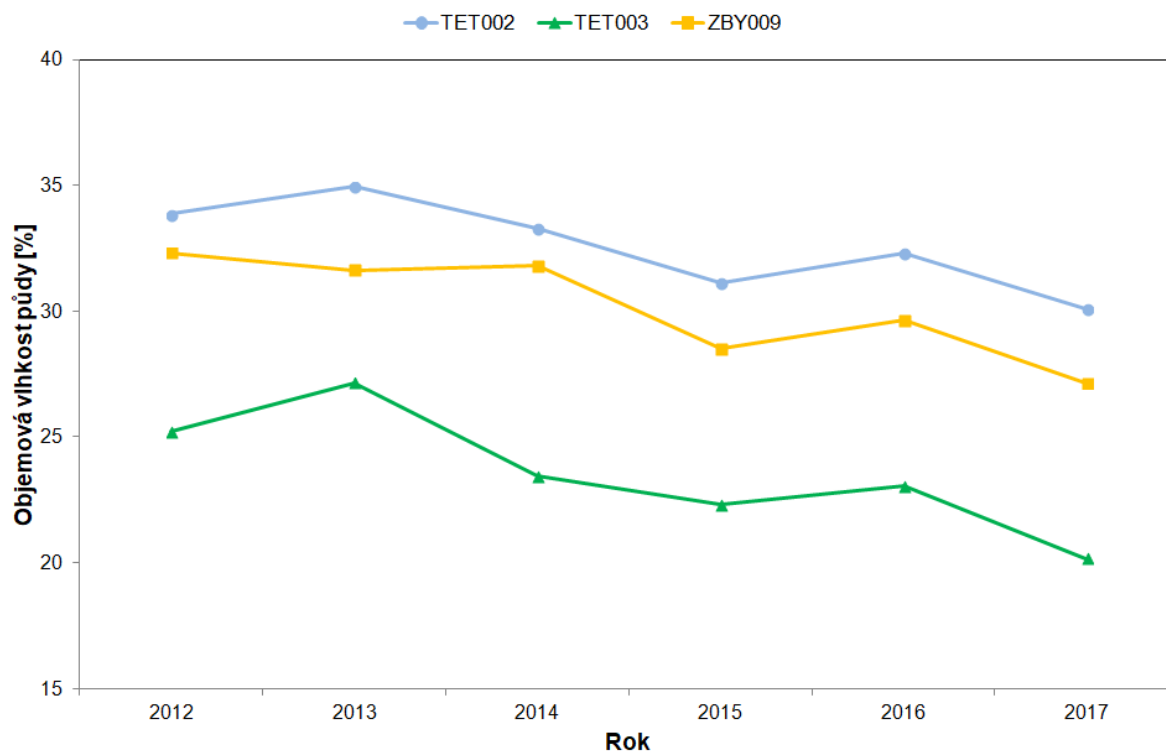
Vybrané měřené ukazatele	TET002		TET003		ZBY009	
	Ap	Bv(g)	A/B	Bvs	Ap	Gor
Nasycená hydraulická vodivost [m.s^{-1}]	4,8E-05	2,9E-05	5,2E-05	4,3E-05	1,2E-05	3,4E-06
Plná vodní kapacita [%]	56,7	49,3	65,3	52,8	59,7	49,4
Maximální kapilární vodní kapacita [%]	52,9	41,9	57,3	37,0	42,5	46,8
Maximální retenční kapacita (odvozená z retenční křivky) [%]	50,0	43,2	49,2	43,0	46,4	45,0

4.4.1 Dlouhodobé charakteristiky půdní vlhkosti

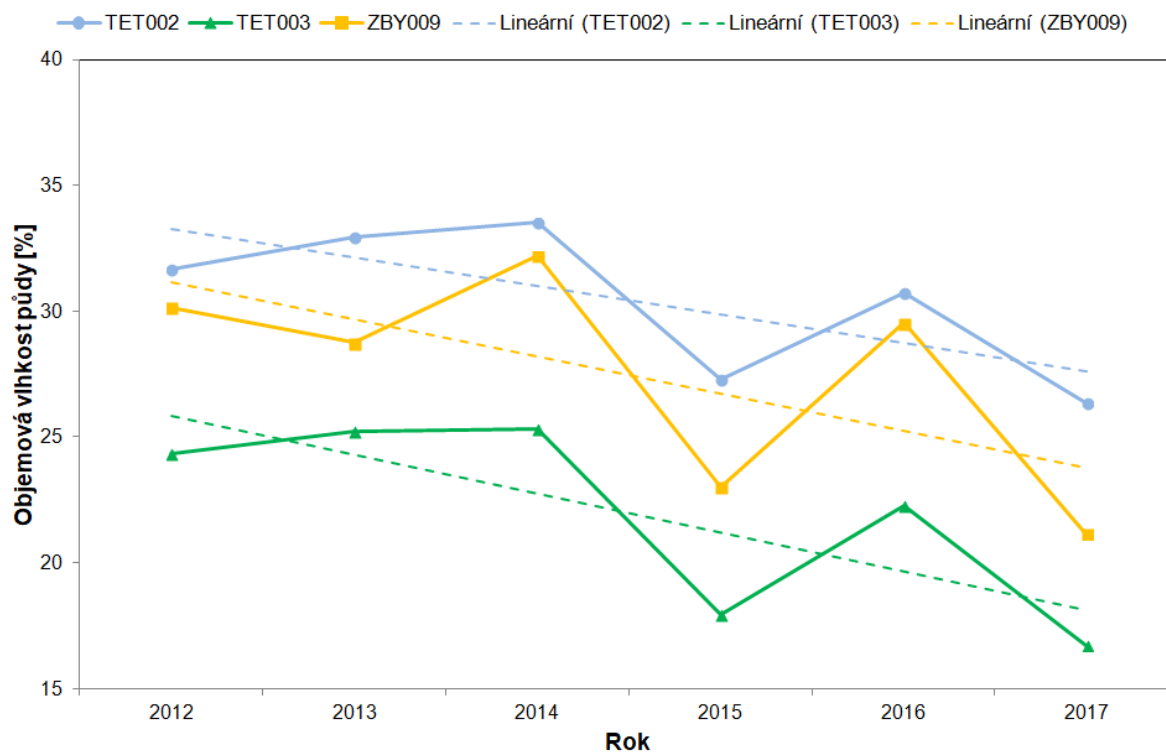
Při srovnání průměrných ročních vlhkostí půdy je zřejmé, že v rámci celého profilu je výrazně nejmenší vlhkost na lesním stanovišti, největší je naopak na nedaleko vzdálené přirozené louce (Obr. 63). Pokud se budeme detailně zabývat jednotlivými půdními horizonty/hloubkami, zjistíme, že se les chová oproti lučním stanovištím signifikantně zcela odlišně. V lese je největší vlhkost půdy ve spodních horizontech (v dlouhodobém průměru cca 23,5 % jak ve 30 cm, tak v 60 cm), nejsušší je naopak svrchní horizont (dlouhodobý průměr v 15 cm činí 21,5 %). Na přirozené i meliorované louce je to přesně naopak. Největší vlhkost půdy je ve svrchním horizontu (33 % na přirozené louce a 33,5 % na meliorované louce), nejsušší podmínky jsou naopak ve spodním horizontu 60 cm (30,1 % na přirozené louce a 29,5 % na meliorované louce).

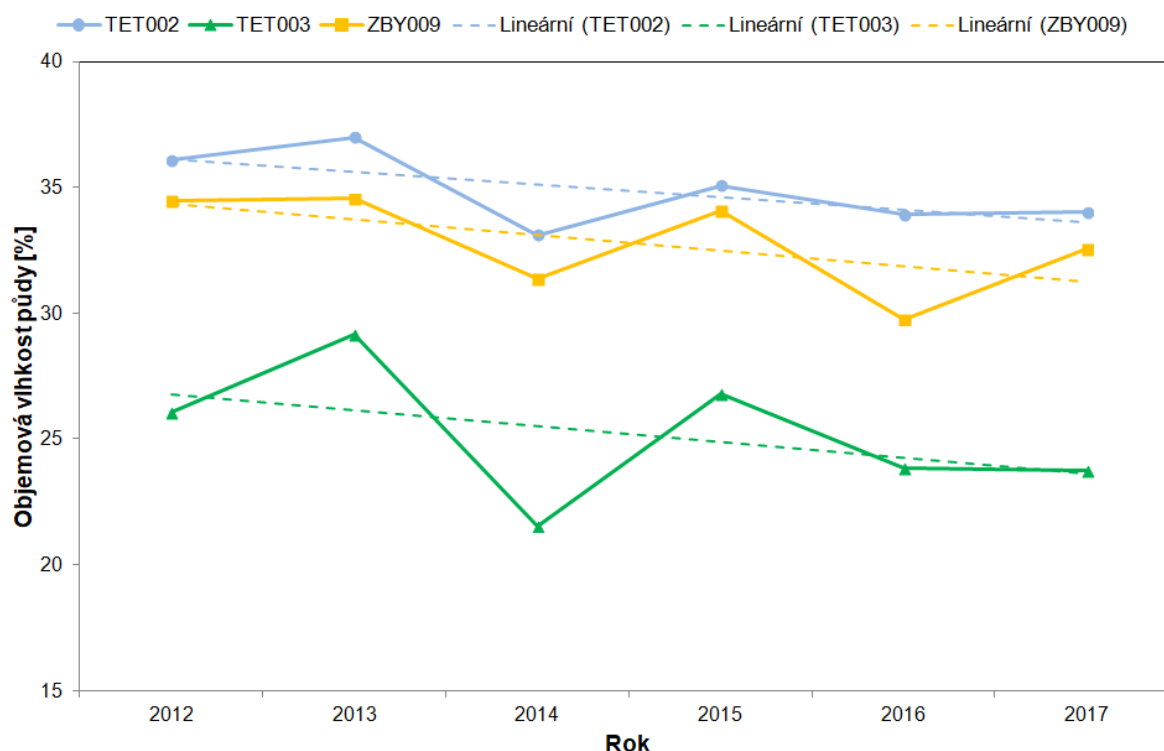
Je zajímavé, že u všech tří stanovišť dochází v rámci půdního profilu k výrazné změně vlhkosti, ale u každého stanoviště se změna projevuje jinak. V TET002 je zaznamenán nápadný pokles vlhkosti ve spodní části sledovaného profilu (mezi hloubkami 30 a 60 cm), zatímco u ZBY009 je pokles identifikován již mezi hloubkami 15 a 30 cm. Mezi stejnými hloubkami je u TET003 naopak zjištěn nárůst vlhkosti, což odpovídá dříve popsané skutečnosti, kdy se v lese vlhkost s klesající hloubkou zvyšuje. Bylo vysledováno, že se v lese postupně přesouvá oblast největší vlhkosti do nejhlubšího horizontu. Na počátku měřeného období byla největší vlhkost v hloubce 30 cm, ale v posledních letech, tedy se vzrůstající suchostí přírodního prostředí, je již největší vlhkost půdy zaznamenána v 60 cm.

Ze sledování průměrných ročních vlhkostí půdy rovněž vyplývá, že v pozorovaném období byl nejvlhčím rokem 2013, nejsušším byl naopak rok 2017. Obecně je vidět, že dochází k poklesu vlhkosti půdy na všech stanovištích. Obr. 64 ukazuje, že pokles je na všech stanovištích velmi podobný a je zhruba dvojnásobně větší v teplém půlroce než v chladném půlroce. Tato postupná degradace vlhkosti půdy v čase vyvrcholila právě posledním teplým a suchým rokem 2017.



Obrázek 63 - Roční objemová vlhkost půdy na všech referenčních lokalitách v hloubce 30 cm





Obrázek 64 - Vývoj vlhkosti půdy v teplém (nahore) a chladném (dole) půlroce

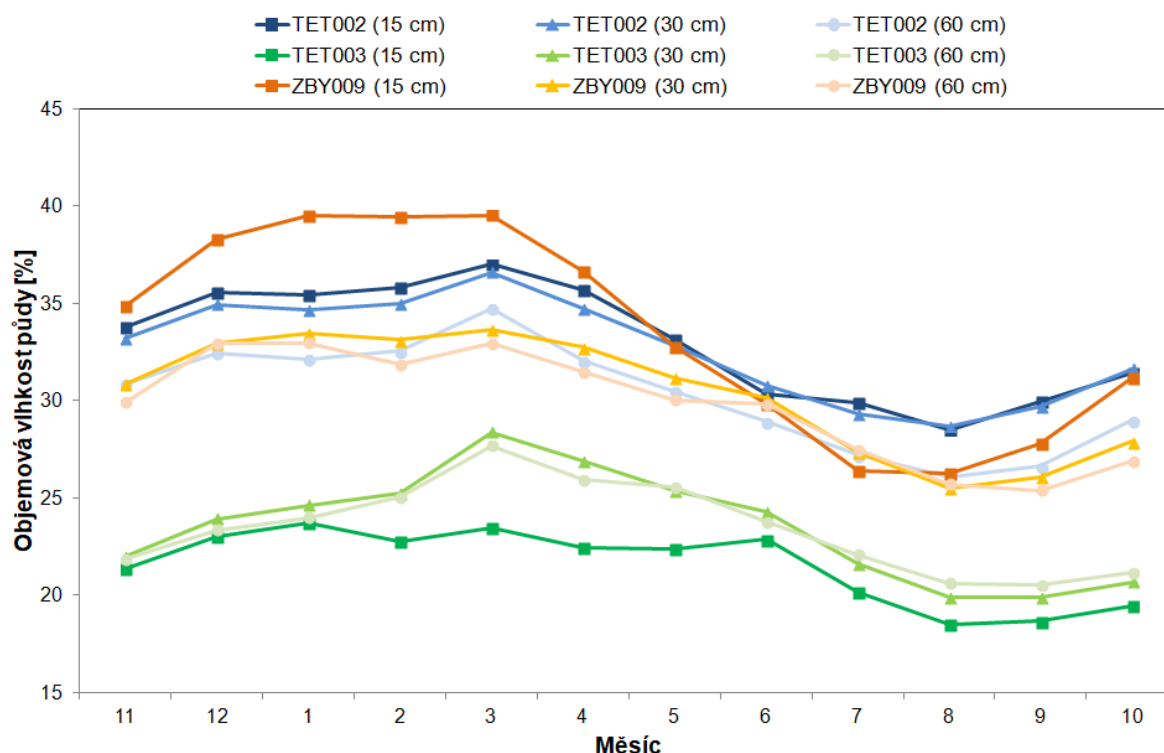
Pokud se detailněji zaměříme na sezónní vlhkosti půdy, zjistíme, že obecně je na všech stanovištích větší vlhkost půdy dosažena v chladném půlroce než v teplém půlroce. Jedinou výjimkou byl rok 2014, kdy na sledovaných lokalitách panovaly vlhčí podmínky v teplém půlroce (Tab. 35). Největší rozdíl ve vlhkosti půdy byl zjištěn v nejsvrchnějším horizontu meliorované louky, který v průměru za všechny sledované sezóny činil 34 %. Rozdíly ve vlhkostech mezi sezónami se výrazně prohlubují v suchých letech (pro roky 2015 a 2017 byl průměrný rozdíl za všechny stanoviště a hloubky 42 %). Největší difference byla v těchto letech zjištěna opět ve svrchním horizontu meliorované louky (v roce 2015 to bylo 66 %, v roce 2017 pak 61,5 %).

Tabulka 35 - Procentuální vyjádření rozdílu vlhkosti půdy mezi chladným a teplým půlrokem

Hydrologický rok	TET002			TET003			ZBY009			Všechna stanoviště
	15 cm	30 cm	60 cm	15 cm	30 cm	60 cm	15 cm	30 cm	60 cm	
2012	114,7	114,0	117,9	98,6	107,1	101,2	130,1	114,4	116,6	112,7
2013	111,8	112,2	113,0	117,2	115,5	110,4	135,3	120,2	120,1	117,3
2014	102,9	98,8	96,2	89,3	85,1	80,5	103,7	97,5	98,3	94,7
2015	132,8	128,6	135,0	143,9	149,3	144,0	166,3	148,0	137,6	142,8
2016	108,9	110,4	115,9	100,3	107,2	103,2	108,3	100,8	108,6	107,1
2017	137,6	129,1	130,5	151,8	142,1	131,8	161,5	153,9	140,1	142,0
2012 - 2017	118,1	115,5	118,1	116,9	117,7	111,9	134,2	122,5	120,2	119,5

Vysvětlivky: > 100 - větší vlhkost v chladném půlroce; < 100 - větší vlhkost v teplém půlroce

Z pohledu dlouhodobých měsíčních hodnot je největší vlhkost půdy zaregistrována v březnu, tedy v období tání sněhové pokrývky (Obr. 65). Nejmenší vlhkost je naopak zjištěna v době pozdního léta v srpnu, popřípadě v září (spíše v lese). Při meziměsíčním srovnání vlhkostí půdy v konkrétních hloubkách na všech stanovištích bylo vyzorováno, že největší poklesový trend je v 15 cm zaznamenán v TET003 (absolutně cca o 7 %). Značí to, že povrchová vrstva lesní půdy vysychá v posledních letech nejrychleji. Ve větších hloubkách (ve 30 a 60 cm) se naopak rychleji ztrácí vlhkost z meliorované louky, k čemuž může přispívat i drénování půdní vlhkosti podpovrchovým odvodňovacím systémem.



Obrázek 65 - Dlouhodobé měsíční vlhkosti půdy ve všech stanovištích a hloubkách

4.4.2 Variabilita vlhkostních podmínek

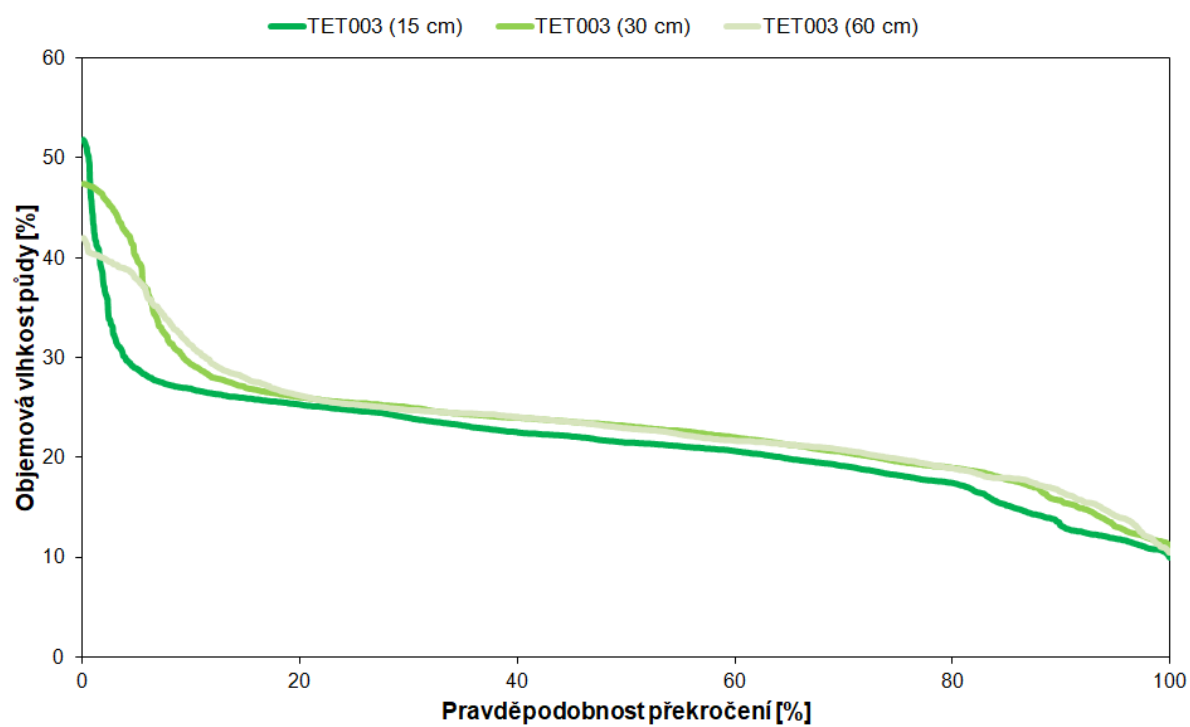
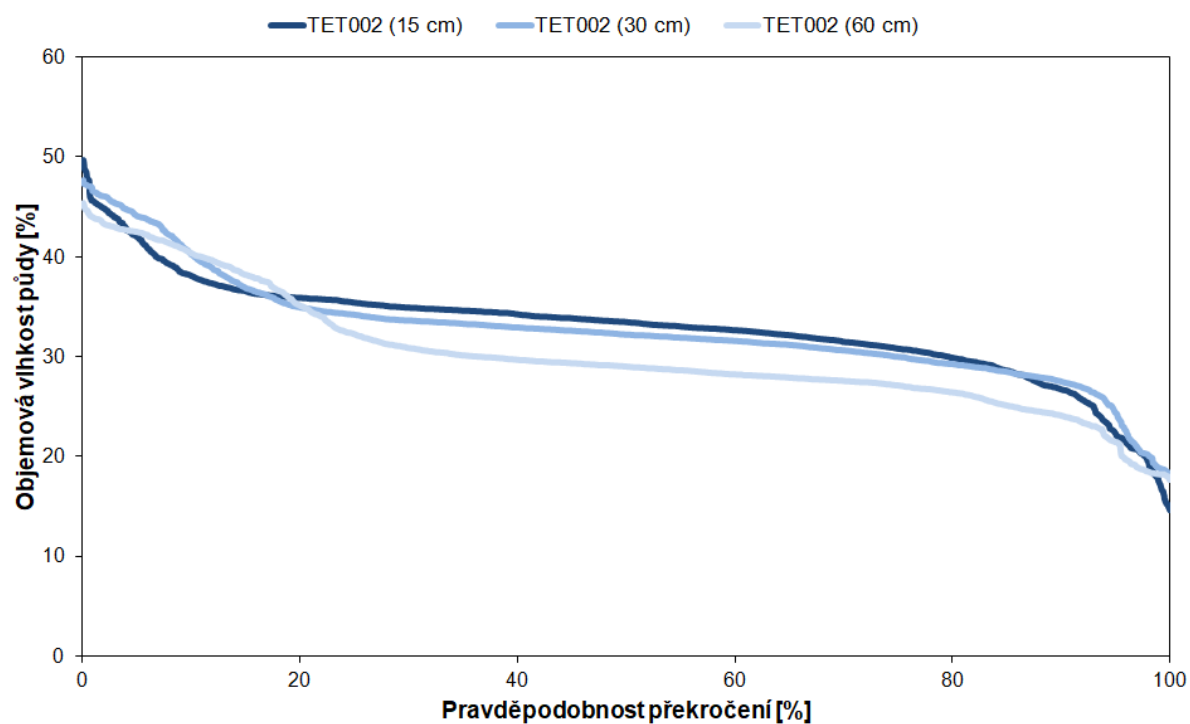
Rozkolísanost půdní vlhkosti byla hodnocena pomocí vybraných koeficientů variability (C_v a V_{med}) na základě průměrných denních hodnot půdních vlhkostí. Obecně byla největší variabilita hodnot zjištěna na lesním stanovišti a to jak v jednotlivých hloubkách, tak v jejich průměru za celý sledovaný profil (Tab. 36). Nejvyrovnanější hodnoty vlhkosti byly pozorovány na přirozené louce. Porovnáním variability vlhkostí v jednotlivých hloubkách byly mezi referenčními stanovišti objeveny rozdíly. Zatímco na přirozené louce jsou nejvíce rozkolísané hodnoty v nejhlubším horizontu, na meliorované louce naopak v nejsvrchnějším. Variabilita jednotlivých hloubek v lese se zdá být nejvíce vyrovnaná.

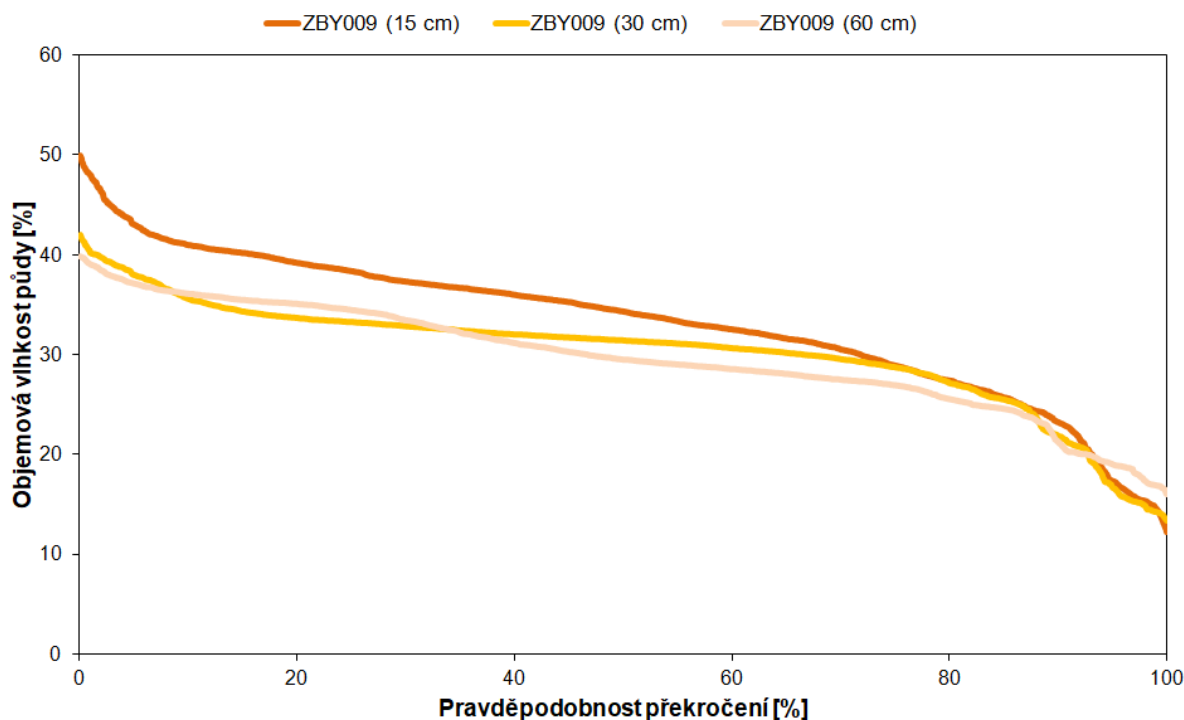
Kromě jednoduchých koeficientů variability byly pro všechny stanoviště sestrojeny křivky pravděpodobnosti překročení půdní vlhkosti (Obr. 66). Souhrn poznatků za každé stanoviště přináší následující přehled:

- přirozená louka (TET002) – Ve 20 % nejvyšších hodnot probíhá střídání a prolínání nejvyšších vlhkostí mezi všemi horizonty. Může to být způsobeno postupným sycením a úbytkem vlhkosti během vlhkých období, kdy voda různými mechanismy prostupuje půdním profilem do nižších horizontů. Povětšinou je větší vlhkost zaznamenána ve spodních horizontech, kde je voda zadržována v oglejených partiích půdního profilu. V průměrných a suchých obdobích se téměř po celou dobu udržuje nejmenší vlhkost v 60 cm, největší naopak pod povrchem. V nejsušších obdobích mírně převažuje vlhkost ve 30 cm, kdy patrně dochází k vyšším úbytkům půdní vody ze svrchní vrstvy evapotranspirací.
- les (TET003) – Pro zhruba 15 % nejvlhčích období je vlhkost půdy mezi jednotlivými hloubkami velmi rozkolísaná, přičemž se s klesající vlhkostí posouvá oblast jejího maximálního výskytu do hlubších horizontů. Průběh se trochu podobá vlhkým obdobím u TET002, ale je mnohem variabilnější. Tato variabilita může být způsobena změnou rozložení gravitačních pórů v půdním profilu při větších srážkových úhrnech a přeskupením preferenčních cest, při nichž může docházet k významným průtokům vody do hlubších horizontů. V průměrných obdobích (mezi 15–80 %) se vlhkost v půdním profilu postupně vyrovnává a udržuje na podobné hladině. Nejmenší hodnoty jsou zaznamenány v 15 cm. V sušších obdobích (více než 80% pravděpodobnost překročení) se zvýrazňuje rozdíl ve vlhkostech při povrchu a v hloubce, což značí, že povrchová vrstva vysychá rychleji a intenzivněji.
- meliorovaná louka (ZBY009) – Většinu času (asi 70 % pozorovaného období) je největší vlhkost zaznamenána ve svrchní vrstvě. Nedochází tedy k tak časté a intenzivní propagaci vlhkosti do spodních horizontů, jako tomu je u TET002 a TET003. Svoji roli může hrát i fakt, že při intenzivních srážkách může docházet jen ke zvlhčení nejsvrchnějších horizontů a nemalá část srážek odečte po povrchu nebo těsně pod povrchem. Při přesunu do sušších období se maximum vlhkostí posouvá do větších hloubek. V nejsušších obdobích (při vlhkostech s pravděpodobností překročení větší než 90 %) je největší vlhkost v nejhlubší části profilu. Může na to mít vliv i koncentrace vlhkosti do spodních částí horizontu vlivem podpovrchového odvodnění, případně kapilární vztlínání v místech jeho možného porušení.

Tabulka 36 - Koefficienty variability vlhkosti půdy pro jednotlivé hloubky a referenční stanoviště

Stanoviště	Cv	V _{med}	Cv	V _{med}
TET002 (15 cm)	0,157	0,107		
TET002 (30 cm)	0,164	0,114	0,173	0,123
TET002 (60 cm)	0,199	0,149		
TET003 (15 cm)	0,271	0,193		
TET003 (30 cm)	0,290	0,195	0,274	0,192
TET003 (60 cm)	0,260	0,189		
ZBY009 (15 cm)	0,219	0,165		
ZBY009 (30 cm)	0,182	0,120	0,194	0,143
ZBY009 (60 cm)	0,181	0,146		





Obrázek 66 - Křivky pravděpodobnosti překročení vlhkosti půdy pro všechny referenční lokality

4.4.3 Hodnocení změny vlhkosti půdy v rámci jednotlivých epizod

Kromě analýzy povrchového odtoku z povodí v závěrových profilech obou toků byla v rámci jednotlivých srážko-odtokových epizod sledována i odezva změn půdní vlhkosti (tedy reakce podpovrchového odtoku) na všech referenčních stanovištích. Byly analyzovány pouze epizody od června 2011 a mladší, jelikož teprve od té doby byly k dispozici kontinuální záznamy objemové půdní vlhkosti. Do grafu byly vykresleny křivky znázorňující objemovou vlhkost ve třech termínech v rámci srážko-odtokové události - na počátku srážky (H_{s0}), při maximálním desetiminutovém úhrnu srážky (H_{smax}) a při kulminaci odtoku (H_{omax}). Epizody byly rozděleny podle doby prodlení (T_{lag}) do tří skupin, aby se rozlišily epizody s rychlým, průměrným a pomalým nástupem odtokové vlny. Podobný postup použili ve své práci i Haga et al. (2005). Vývoj podpovrchového odtoku byl analyzován a popsán ze dvou úhlů pohledu. Jednak byla sledována postupná změna objemové vlhkosti v čase od počátku srážky po kulminaci odtoku v hloubce 30 cm. Zajímala nás tedy rychlost plnění půdních pórů vodou. Ve druhém případě jsme porovnávali velikost změny vlhkosti mezi počátkem srážky a kulminací odtoku ve všech hloubkách. Vyhodnocovaly jsme, ve které hloubce dochází v rámci epizody k největšímu nárůstu vlhkosti a tím k pravděpodobně největšímu potenciálu vzniku podpovrchového odtoku. Hodnota 1 znamenala žádnou změnu (tedy shodnou vlhkost půdy v dané hloubce na počátku srážky i při kulminaci odtoku). Každá setina nad hodnotu 1 udávala procentní navýšení vlhkosti půdy v čase kulminace odtoku (hodnota 1,30 tedy značí, že v dané hloubce došlo k 30% navýšení vlhkosti od počátku srážky po kulminaci odtoku). Jak již bylo zmíněno v kapitole 3.2.2.1, měření byla limitována citlivostí použitého snímače a velmi vysoké vlhkosti půdy blízké nasycení (nad 50 %) nemohly být korektně zaznamenány. Stejně jako u analýzy srážko-odtokových epizod jsou výsledky rozděleny podle komplexity odtokové odezvy do tří skupin.

4.4.3.1 Epizody s jednoduchou vlnou

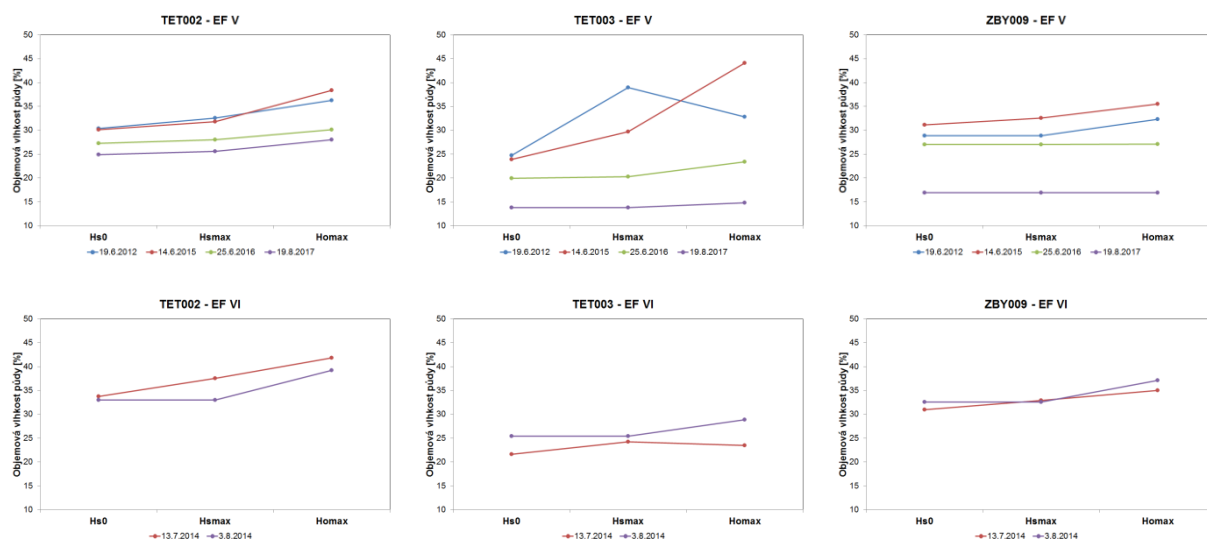
Celkem do analýzy vstupovalo 44 srážkoodtokových epizod, které byly rozděleny do tří kategorií podle doby prodlení. Pro rozdělení byla využita typologie příčinných podmínek EF, přičemž jednotlivé typy (EF I–EF VII) byly přiřazeny následovně:

- krátká doba prodlení (do 2 hodin) – EF V a EF VI
- střední doba prodlení (2 - 5 hodin) – EF I, EF III
- dlouhá doba prodlení (více než 5 hodin) – EF II, EF IV a EF VII

Typ EF VIII hodnocen nebyl, protože bylo pro analýzy dostupné pouze jedno měření. Z pohledu časového průběhu změny vlhkosti v hloubce 30 cm jsou poznatky následující:

a) krátká doba prodlení (Obr. 67)

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - během krátké doby prodlení se vlhkost půdy zvětší pouze velmi mírně (o něco více ve vlhčích podmínkách, při sušších podmínkách je zvýšení nepatrné)
- les/kryptopodzol modální (TET003) - během krátké doby prodlení se vlhkost půdy zvětší výrazněji při vlhčích počátečních podmínkách v půdě, během sušších podmínek ke zvýšení opět jen velmi nepatrné
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - oproti ostatním půdním typům je zaznamenán nejmenší progres vlhkosti, při sušších podmínkách zůstává vlhkost po dobu vzestupu odtokové vlny prakticky neměnná



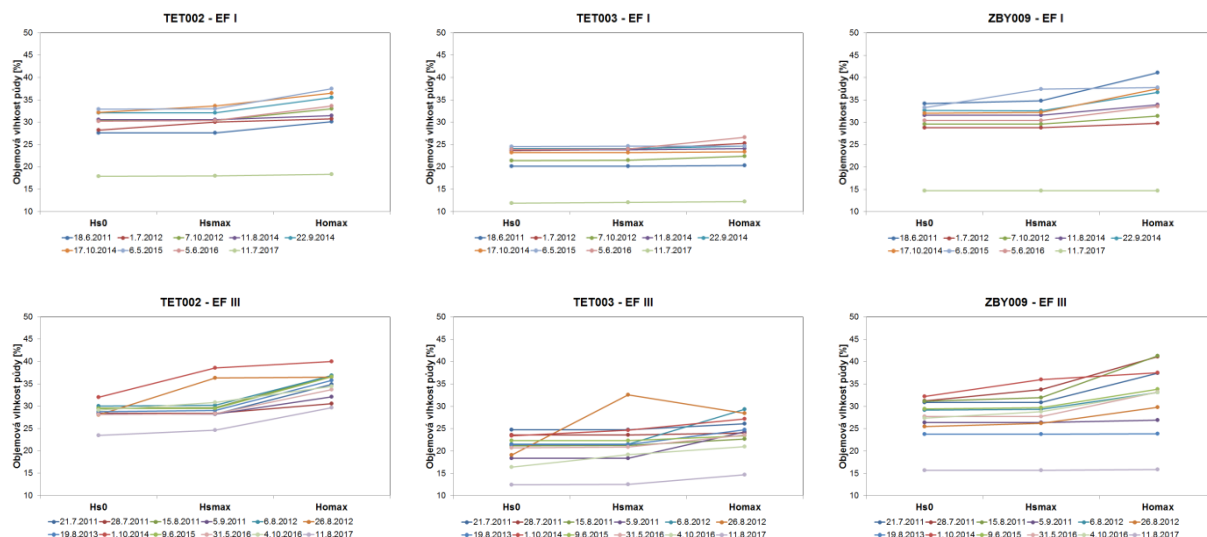
Obrázek 67 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro krátkou dobu prodlení

b) střední doba prodlení (Obr. 68)

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - v první fázi do maxima srážky převažuje u většiny epizod téměř neznamatelný nárůst vlhkosti, ve druhé fázi do kulminace odtoku již dochází k výraznějšímu navýšení vlhkosti
- les/kryptopodzol modální (TET003) - obdobná situace jako u TET002, opět v první fázi téměř žádná změna, která je ve druhé fázi následována větším nárůstem vlhkosti;

kromě toho je zde vidět i vliv jiných parametrů (nejen doby prodlení), když v případě EF III je nárůst viditelně větší než v případě EF I (tam není v podstatě žádný)

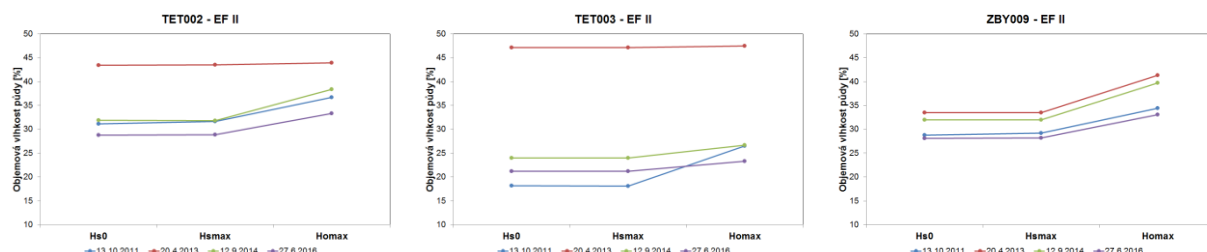
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - je zde zdánlivě pozorována největší dynamika změny vlhkosti v čase, která je dána odlišnostmi chování při sušších a vlhčích počátečních podmínkách; i při větší srážkové dotaci (EF III) zůstává během sucha vlhkost ve 30 cm nezměněná (např. epizody 11. 7. 2017 nebo 19. 8. 2013)

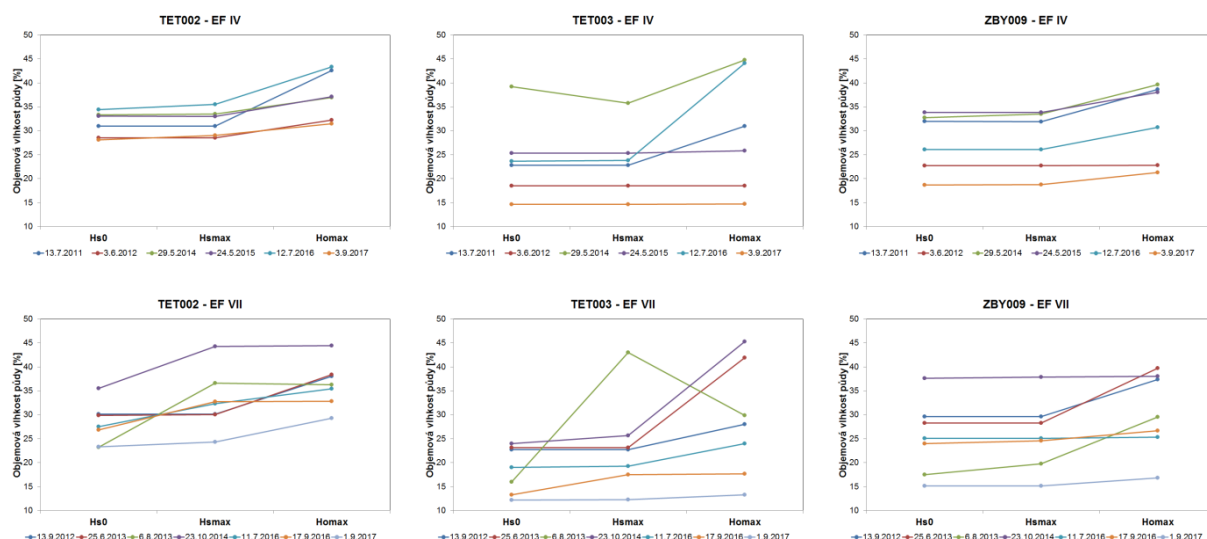


Obrázek 68 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro střední dobu prodlení

c) dlouhá doba prodlení (Obr. 69)

- u všech tří stanovišť je zaznamenáno poměrně podobné chování, kdy v první fázi (až na výjimky) nedochází téměř k žádné změně vlhkosti, ale v následné fázi dochází u většiny epizod k významnějšímu nárůstu (v průměru o 5–10 %, ojediněle i více); čím vlhčí podmínky na počátku srážky, tím větší nárůst vlhkosti (postupným zaplňováním gravitačních pórů může docházet k rychlejšímu propojení vody v kapilárních pórech a celkovému zvlhčení půdní matrice)
- se zvyšující se extremitou jednotlivých epizod se zvyšuje i variabilita projevů změn vlhkosti v jednotlivých stanovištích





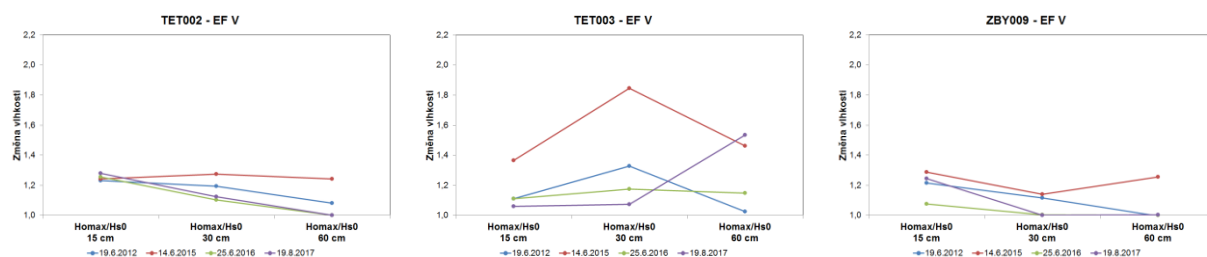
Obrázek 69 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro dlouhou dobu prodlení

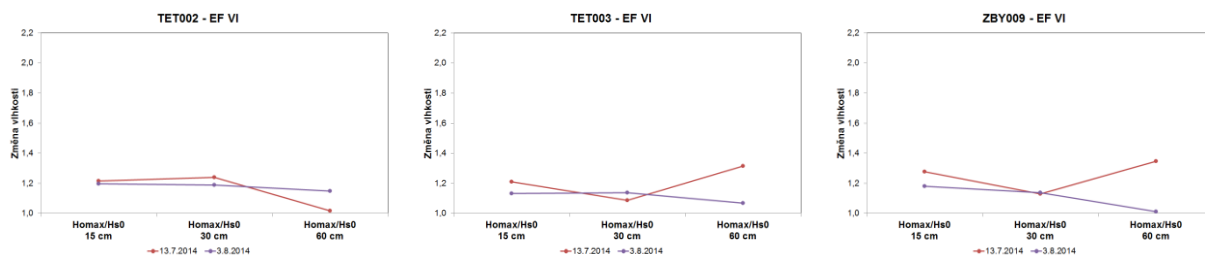
V rámci jednotlivých empirických vyhodnocení se dá shrnout, že čím jsou na stanovištích (a potažmo v povodí) sušší podmínky, tím menší je ve 30 cm nárůst vlhkosti půdy (pokud vůbec nějaký nastane). Pravděpodobným vysvětlením je kombinace pomalé propagace vody půdou v případě nespojitých pórů zaplněných vodou, čímž nedojde ke zvlhčení půdy ve větší hloubce (alespoň ne v tak krátkém čase) a zvýšené vodoodpudivosti půdy v suchých podmínkách, která zabraňuje jejímu smáčení.

Při porovnání velikostí změn v jednotlivých hloubkách jsme došli k následujícím závěrům:

a) krátká doba prodlení (Obr. 70)

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - nejvlhčí části půdního profilu jsou při povrchu, kde dochází k největšímu nárůstu vlhkosti (o 20–30 %); s hloubkou se dynamika změny vlhkosti snižuje
- les/kryptopodzol modální (TET003) - v lesní půdě je situace velmi variabilní, většinou dochází k většímu nárůstu vlhkosti v hlubších horizontech a tedy k rychlejšímu transportu vody do větších hloubek (hlavně 30 cm, občas až 60 cm)
- odvodněná louka/stagnolej modální (ZBY009) - ve většině případů je zaznamenán podobný průběh změny vlhkosti jako u TET002, tedy největší změna vlhkosti při povrchu, s hloubkou se snižuje; ve dvou situacích však došlo k největšímu nárůstu vlhkosti v největší hloubce (14. 6. 2015 a 13. 7. 2014)

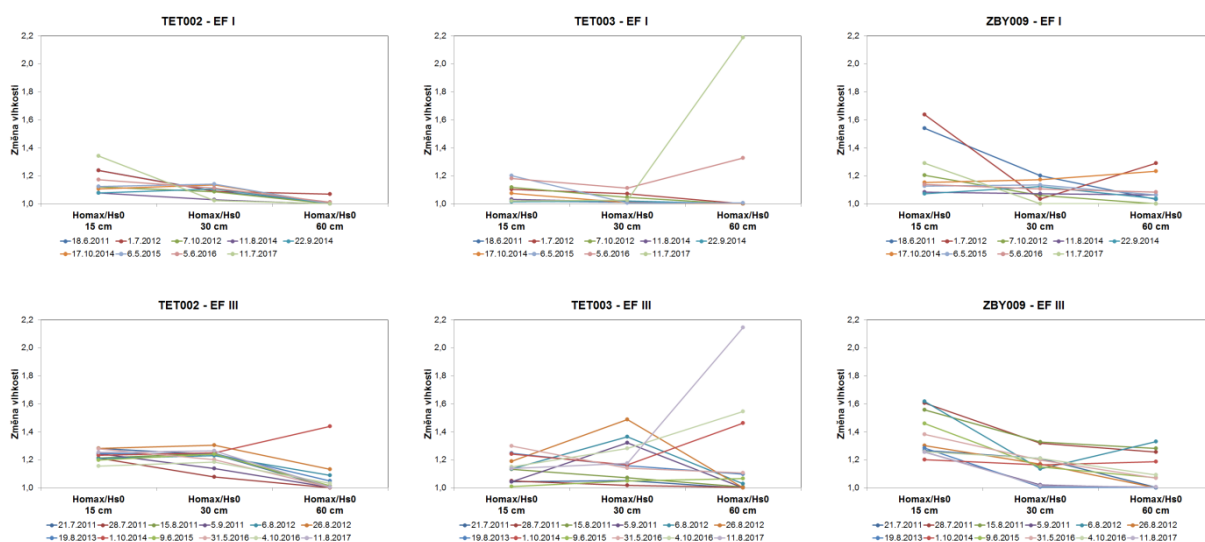




Obrázek 70 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro krátkou dobu prodlení

 b) střední doba prodlení (Obr. 71)

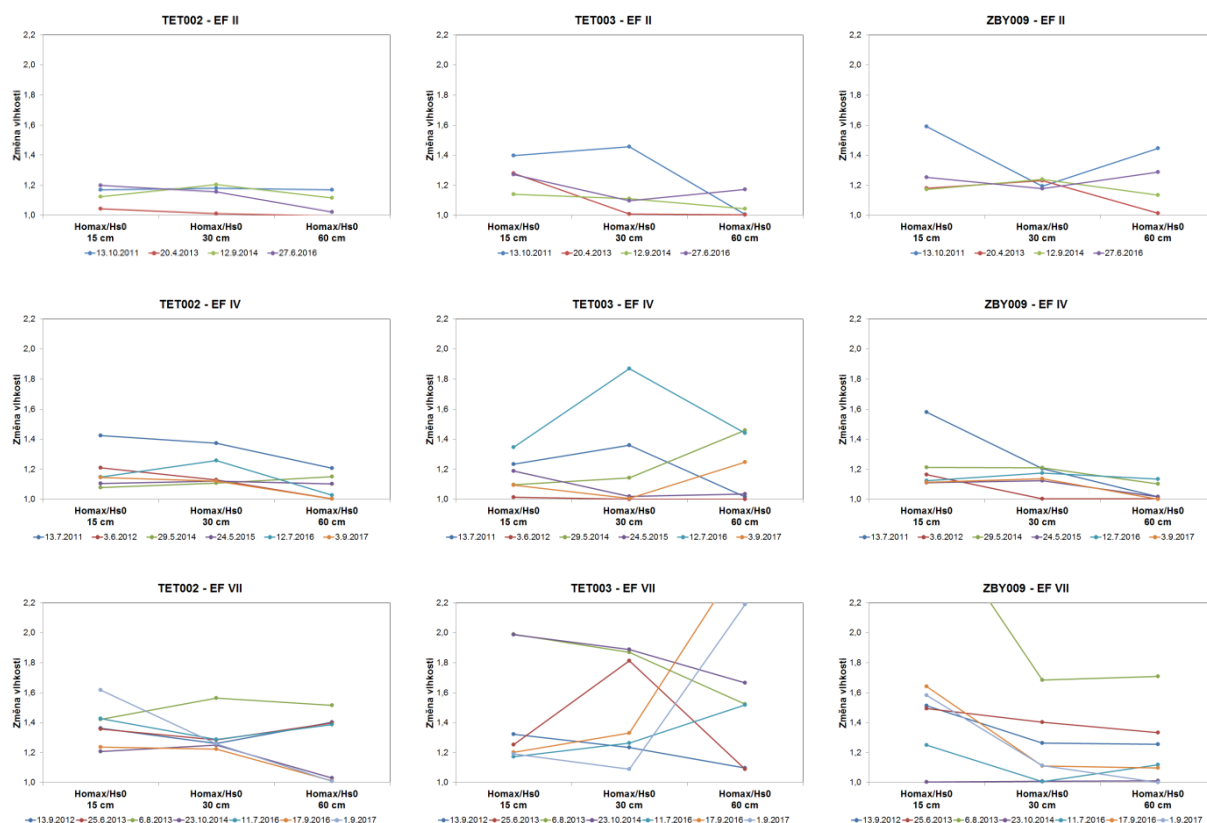
- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - při nižších srážkových úhrnech (EF I) je pozorována změna vlhkosti do 30 cm hloubky půdního profilu (nejčastěji mezi 10–20 %), v 60 cm je vlhkost de facto stále stejná jako na počátku srážky; při větších srážkách (EF III) je míra zvlhčení svrchních vrstev o něco větší (20–30 %), přičemž je vidět plynulý pokles velikosti změny vlhkosti směrem do spodních horizontů
- les/kryptopodzol modální (TET003) - toto stanoviště se znovu vyznačuje větší variabilitou projevů změny vlhkosti; při nižších srážkách je největší nárůst vlhkosti na povrchu (byť není příliš výrazný - do 20 %), při větších srážkách již dochází k častějším zátekům a rychlejší propagaci vlhkosti do spodních vrstev
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - nejvýraznější zvlhčení půdy se projevuje ve svrchním horizontu (v rozpětí 10–60 %), s hloubkou sice velikost změny klesá, ale udržuje se na podobné hladině jak ve 30 cm, tak v 60 cm, což napovídá tomu, že se půdní profil sytí rovnoměrněji v celé své hloubce



Obrázek 71 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro střední dobu prodlení

 c) dlouhá doba prodlení (Obr. 72)

- u všech tří stanovišť se obecně vyrovnává nárůst vlhkosti v celém půdním profilu a častěji se také objevují největší změny vlhkosti v nejhlubším horizontu
- kvůli velké variabilitě hodnot mezi epizodami i mezi stanovišti není možné vysledovat nějaký obecnější projev chování pohybu vody v půdě



Obrázek 72 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro dlouhou dobu prodlení

V případě změn velikosti vlhkosti půdy s hloubkou se dá shrnout, že u lučních stanovišť je největší nárůst vlhkosti zaznamenán v povrchovém horizontu. Na odvodněné louce se pak častěji stává, že dojde ke značnému nárůstu i v nejhlubším horizontu. V lesním stanovišti jsou koncentrace vlhkosti ve větších hloubkách mnohem častější a dá se říci, že při extrémnějších příčinných situacích je to převažující jev. S tím je spojena i větší variabilita chování postupu vody půdním prostředím.

4.4.3.2 Epizody s komplexní vlnou

Celkem do analýzy vstupovalo 15 srážkoodtokových epizod, které byly opět rozděleny do tří kategorií podle doby prodlení. Rozdělení podléhalo vlastní škále rozsahu mezních dob prodlení a nebyla přitom zohledněna typologie příčinných podmínek. Pro lepší představu však k definovaným kategoriím uvádím i obsažené typy příčinných podmínek. Jednotlivé kategorie použitých dob prodlení měly následující podobu:

- krátká doba prodlení (do 3 hodin) - obsahuje KV II, KV III a KV IV
- střední doba prodlení (3 - 8 hodin) - obsahuje KV I a KV III
- dlouhá doba prodlení (více než 8 hodin) - obsahuje KV I

Z pohledu časového průběhu změny vlhkosti v hloubce 30 cm jsou poznatky následující (Obr. 73):

a) krátká doba prodlení

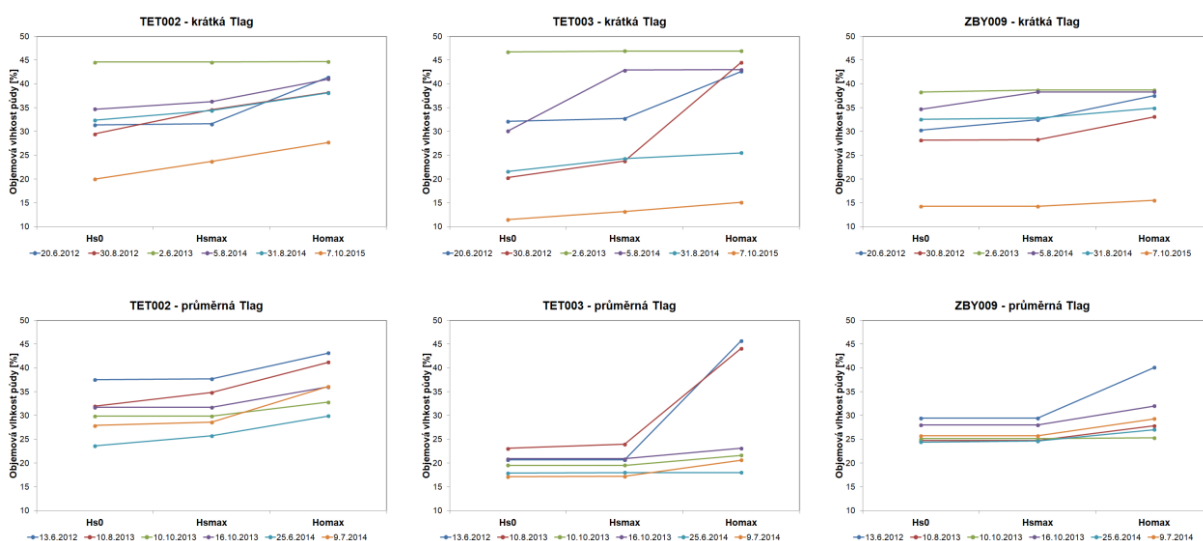
- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - kromě situace z 2. 6. 2013 (nasycení půdního profilu) dochází ke zjevnému zvýšení vlhkosti i za tak krátkou dobu u všech epizod (počáteční podmínky jsou většinou vlhké)
- les/kryptopodzol modální (TET003) - během krátké doby prodlení se vlhkost půdy zvětší v některých případech velmi výrazně (rychlá propagace vlhkosti do hloubky 30 cm až ke stavu blízkému nasycení), v sušších podmínkách je zvýšení mnohem menší
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - téměř u všech epizod je vidět mírný nárůst vlhkosti (do 7 %), pouze u suché epizody ze 7. 10. 2015 je progres téměř zanedbatelný

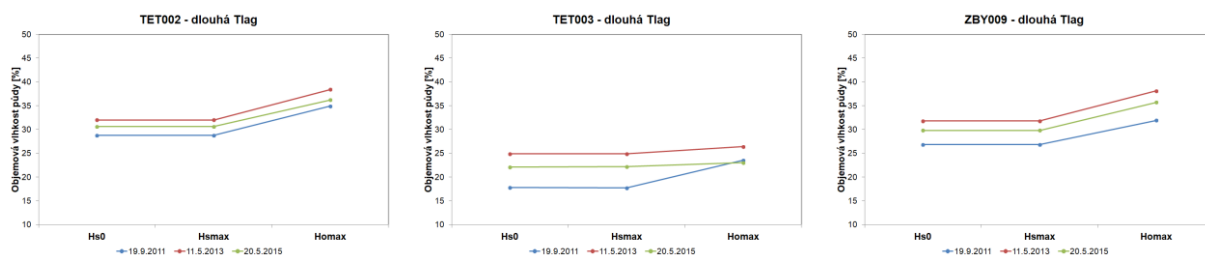
b) střední doba prodlení

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - u všech epizod došlo k velmi podobnému nárůstu vlhkosti (do 10 %), přičemž větší gradace byla zjištěna ve druhé fázi vzestupné větve od maxima srážky po kulminaci odtoku
- les/kryptopodzol modální (TET003) - byly zaznamenány dvě velmi rozdílné reakce podpovrchového odtoku; ve čtyřech případech se nárůst vlhkosti v čase téměř neprojevil nebo jen velmi málo, naopak u dvou epizod (13. 6. 2012 a 10. 8. 2013) došlo v hloubce 30 cm k velmi výraznému (v podstatě dvojnásobnému) zvýšení vlhkosti
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - v první fázi odtokové vlny (do kulminace srážky) nebyl zjištěn žádný nárůst vlhkosti, následně dochází, vyjma situace z 13. 6. 2012, k mírnému zvýšení vlhkosti (do 5 %) v době kulminace odtoku

c) dlouhá doba prodlení

- na všech třech stanovištích je reakce změny vlhkosti ve 30 cm velmi podobná – v první fázi není detekována žádná změna vlhkosti, teprve od kulminace srážek se vlhkost postupně zvyšuje (maximálně do 7 %); na lučních stanovištích je nárůst vlhkosti o trochu větší





Obrázek 73 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm pro komplexní vlnu

Při porovnání velikostí změn v jednotlivých hloubkách jsme došli k následujícím závěrům (Obr. 74):

a) krátká doba prodlení

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - nejvlhčí partie jsou většinou při povrchu (nárůst o 15–40 % větší), ale vzhledem k celkově větší nasycenosti povodí (KV III a KV IV) se výraznější zvýšení vlhkosti vyskytují i ve větší hloubce (rychlejší propagace půdní vody při vlhčích podmínkách v půdě)
- les/kryptopodzol modální (TET003) - na lesním stanovišti je postup srážkové vody půdou opět velmi variabilní, ve většině případů dochází k rychlému transportu vody do hlubších horizontů
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - ukázal se velmi podobný průběh a rozptyl hodnot jako u epizod s jednoduchou vlnou; většinou jsou nejvlhčí části půdního profilu opět při povrchu, ojediněle je největší změna nárůst vlhkosti zaznamenán v nejhlubším horizontu

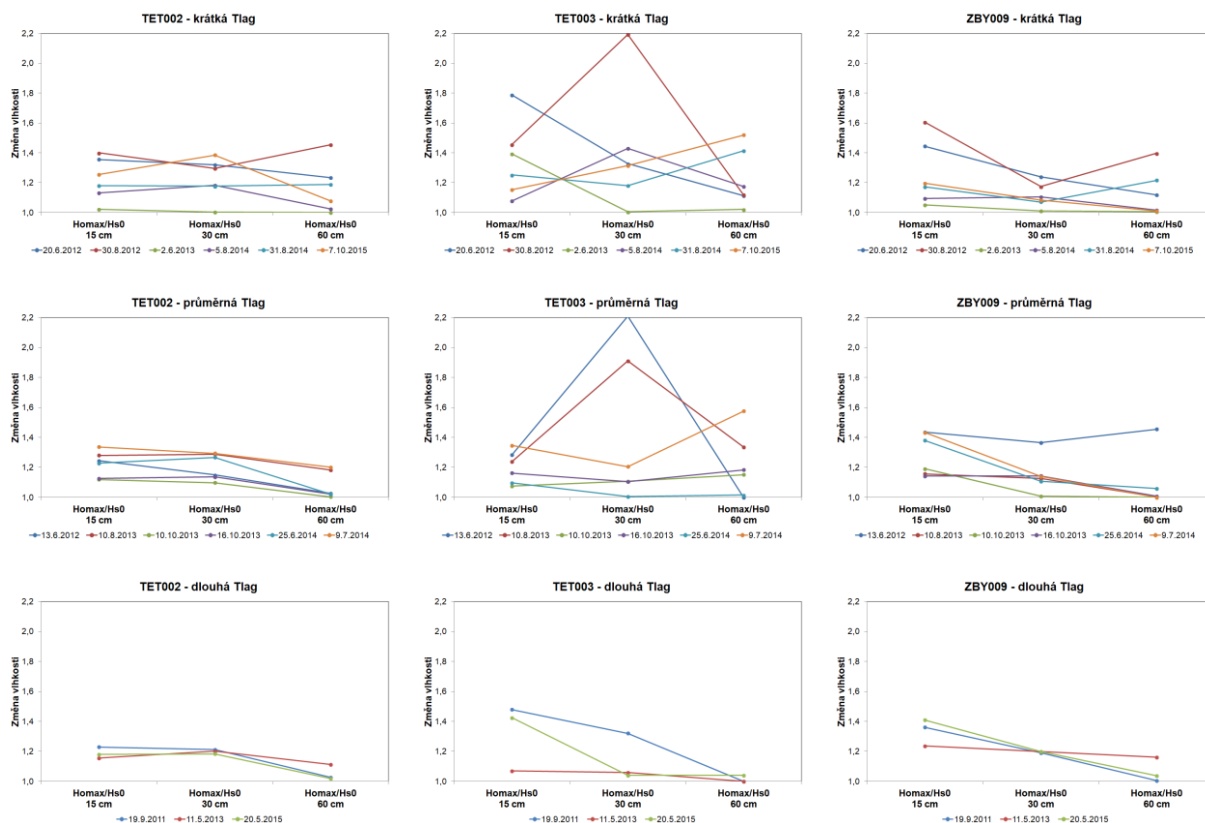
b) střední doba prodlení

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - největší nárůst vlhkosti je v povrchovém horizontu, přičemž podobný nárůst se projevuje i ve 30 cm (nejčastěji mezi 10–30 %), dochází tedy k celkem rovnoměrné propagaci srážky půdou do hloubky 30 cm při situacích s nižším srážkovým úhrnem (KV I a KV III); v 60 cm je již nárůst vlhkosti mnohem menší nebo téměř žádný
- les/kryptopodzol modální (TET003) - obdobně jako u epizod s krátkou dobou prodlení je v lese postup srážkové vody půdou velmi variabilní; objevují se výrazné záteky vody do spodních horizontů, což dokazují velké výkyvy rozdílů vlhkosti mezi jednotlivými horizonty
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - nejvýraznější zvlhčení se projevuje u svrchních vrstev (nejčastěji mezi 10–45 %) a až ne jednu výjimku (situace z 13. 6. 2012) se velikost změny s hloubkou snižuje; úbytek vlhkosti s hloubkou je větší během epizod s nižším počátečním nasycením (KV I)

c) dlouhá doba prodlení

- u všech tří stanovišť je obecně největší nárůst vlhkosti ve svrchním horizontu, směrem do hloubky zvlhčení půdního profilu klesá
- pokud nebudeme uvažovat situaci z 11. 5. 2013, při které se velikost změny vlhkosti s hloubkou na všech stanovištích chová podobně, zjistíme, že u lesa a odvodněné

louky je dynamika změny vlhkosti s hloubkou větší než u přirozené louky; v hloubce 60 cm je pak změna vlhkosti od počátku srážky ke kulminaci odtoku minimální



Obrázek 74 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro komplexní vlnu

4.4.3.3 Epizody se dvěma po sobě následujícími vlnami

Do analýzy vstupovalo celkem 9 srážkoodtokových epizod, přičemž každá epizoda v sobě zahrnovala dvojici odtokových vln a tím pádem i dvojici sledovaných záznamů změn vlhkosti půdy. Byly hodnoceny dvě kategorie epizod, přičemž byla pro rozdělení využita typologie příčinných podmínek DV:

- větší srážkový úhrn v první příčinné situaci + průměrný srážkový úhrn a velmi nízká nasycenost povodí (DV I)
- větší srážkový úhrn ve druhé příčinné situaci + nadprůměrný srážkový úhrn a vyšší nasycenost povodí (DV II)

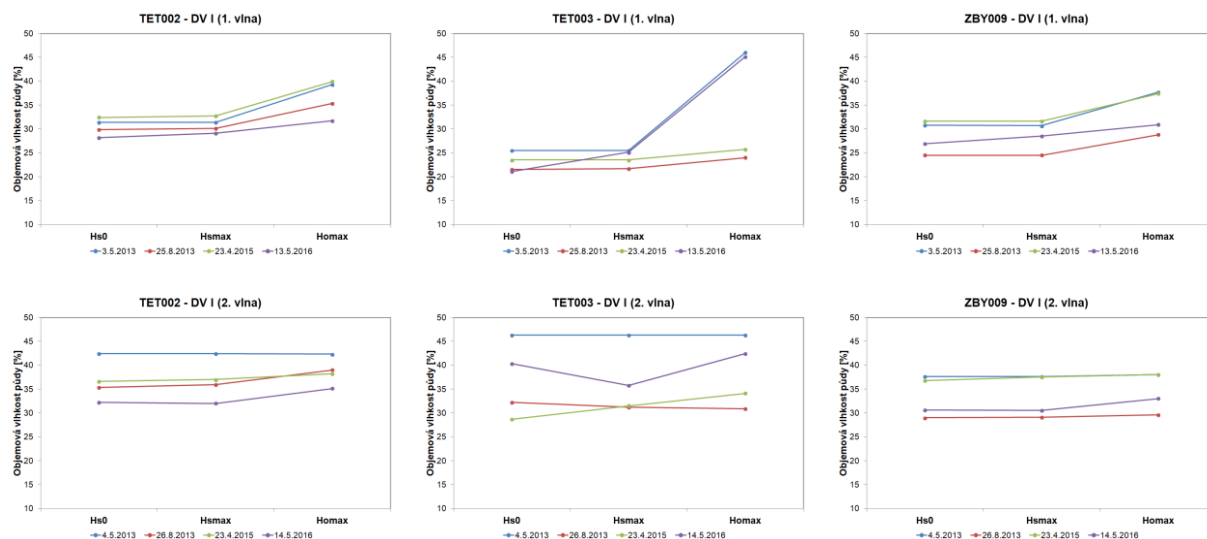
Z pohledu časového průběhu změny vlhkosti v hloubce 30 cm jsou poznatky následující:

a) větší srážkový úhrn v první příčinné situaci (DV I) - Obr. 75

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - při první vlně dochází od kulminace srážek k mírnému nárůstu vlhkosti (do 8 %), při druhé vlně, kdy už může dojít k nasycení půdy, je nárůst již mnohem menší (do 3 %)
- les/kryptopodzol modální (TET003) - stejně jako u komplexních vln jsou projevy postupu vody v půdě mnohem variabilnější; při první srážkové epizodě může docházet k nepatrnému nebo naopak k velmi výraznému zvýšení vlhkosti v čase

(pokud dojde k rychlé propagaci srážky půdou), při druhé srážce se z empirických zjištěných změn vlhkosti nedá vyvodit žádný jednoznačný závěr

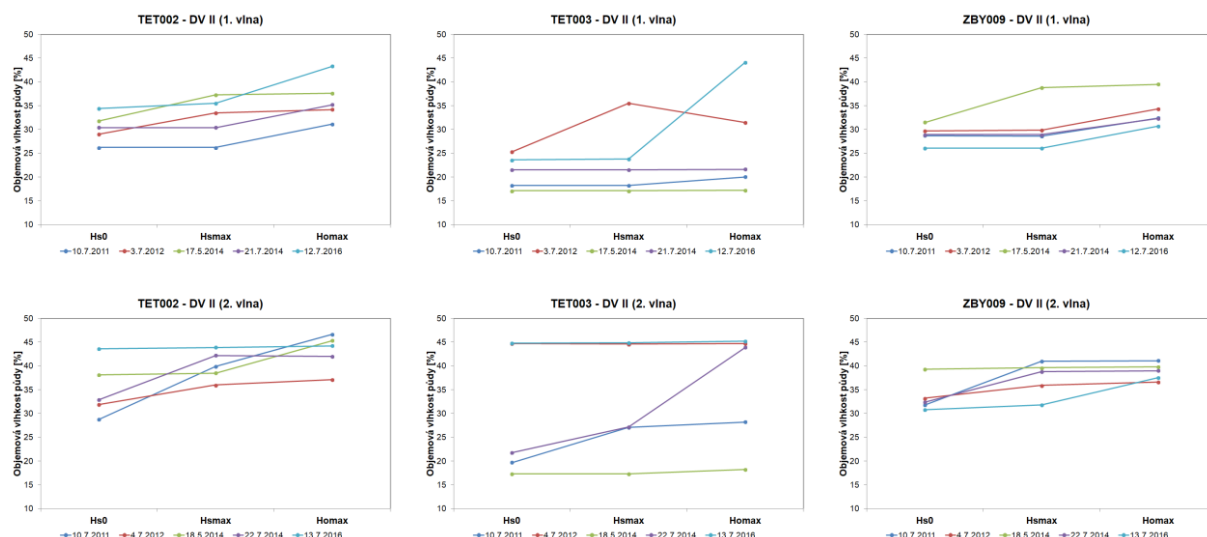
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - v první vlně jsou projevy změn vlhkosti v podstatě totožné s TET002 (tedy mírný nárůst od kulminace srážky), u druhé vlny zůstává vlhkost až na výjimky v čase konstantní



Obrázek 75 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro situaci DV I

b) větší srážkový úhrn ve druhé příčinné situaci (DV II) - Obr. 76

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - obecně již při první/menší srážce dochází k mírnému nárůstu vlhkosti (o 5–8 %), při druhé/větší srážce již půda často dosahuje stavu blízkého nasycení, resp. hranice maximálně měřitelné vlhkosti půdy (50 %)
- les/kryptopodzol modální (TET003) - při první srážce se při sušších počátečních podmínkách změna vlhkosti v podstatě neprojeví, při vlhčích podmínkách dochází k jejímu razantnímu zvýšení; nárůst vlhkosti pokračuje i při druhé srážkové epizodě, kdy ve vlhčích podmínkách dochází velmi pravděpodobně k nasycení půdy a v sušších podmínkách dochází k nárůstu vlhkosti, který ale může být velmi variabilní; příkladem je situace z 22. 7. 2014, kdy náhle vzrostla vlhkost půdy ve 30 cm až ke stavu blízkému nasycení
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - stanoviště odvodněná louka se chová velmi podobně jako přirozená louka, při první srážce nastane mírný nárůst vlhkosti (nejčastěji kolem 5 %), který v průběhu druhé srážkové události často přechází až do stavu blízkého nasycení půdy ve 30 cm



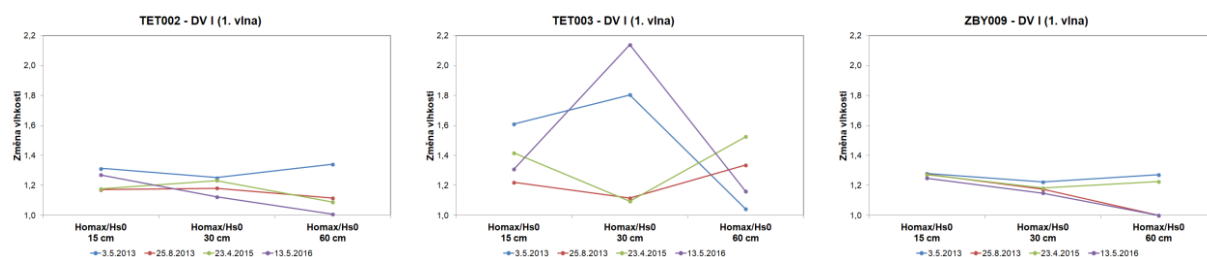
Obrázek 76 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro situaci DV II

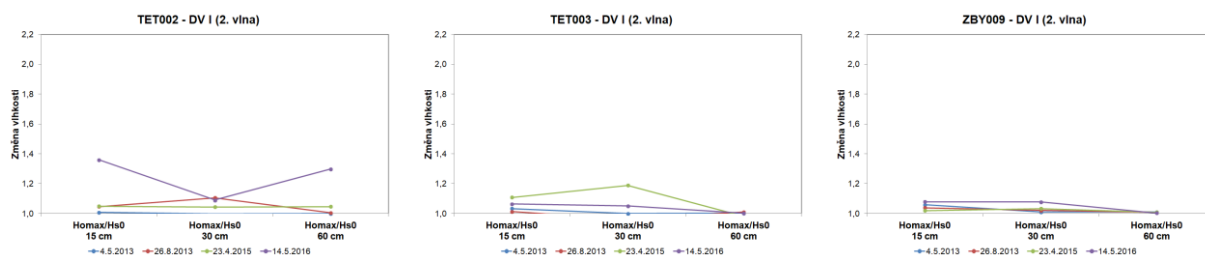
Je logické, že při vlhčích počátečních podmínkách na počátku srážky je obecně mnohem větší pravděpodobnost, že bude dosažen maximální limit měření instalovaného snímače VIRIRB. To bylo potvrzeno u většiny sledovaných epizod.

Při porovnání velikostí změn v jednotlivých hloubkách jsme došli k následujícím závěrům:

a) větší srážkový úhrn v první příčinné situaci (DV I) - Obr. 77

- grafické projevy ve všech třech stanovištích a hloubkách jsou principiálně velmi podobné - v rámci první srážkové epizody dojde většinou k výraznému zvýšení vlhkosti ve všech hloubkách, přičemž konkrétní chování jednotlivých půdních typů je analogické s tím, co bylo zjištěno u předchozích typů epizod (podobný vzorec reakce u lučních stanovišť s největší změnou vlhkosti v nejsvrchnějším horizontu; velká variabilita velikosti změny vlhkosti s hloubkou doprovázená významným výtokem půdní vody do spodních horizontů)
- v průběhu druhé srážkové události mohou výsledné grafy, v nichž jasně vidíme, že změna velikosti vlhkosti je jen velmi malá (většinou nepřesáhne 10 %), popisovat dvojí efekt - buď je půda dostatečně nasycena první srážkovou událostí (a nestačila se dostatečně vyprázdnit tak, aby udělala nový retenční prostor pro druhou srážku) a další nárůst vlhkosti již prostě není možný (děje se převážně ve svrchních horizontech), nebo naopak první srážka nebyla dostatečně účinná na to, aby zvlhčila spodní horizonty (hloubka 60 cm) a k nárůstu vlhkosti tak vůbec nedojde (je pozorované u meliorované louky v termínech 25. 8. 2013 a 13. 5. 2016)

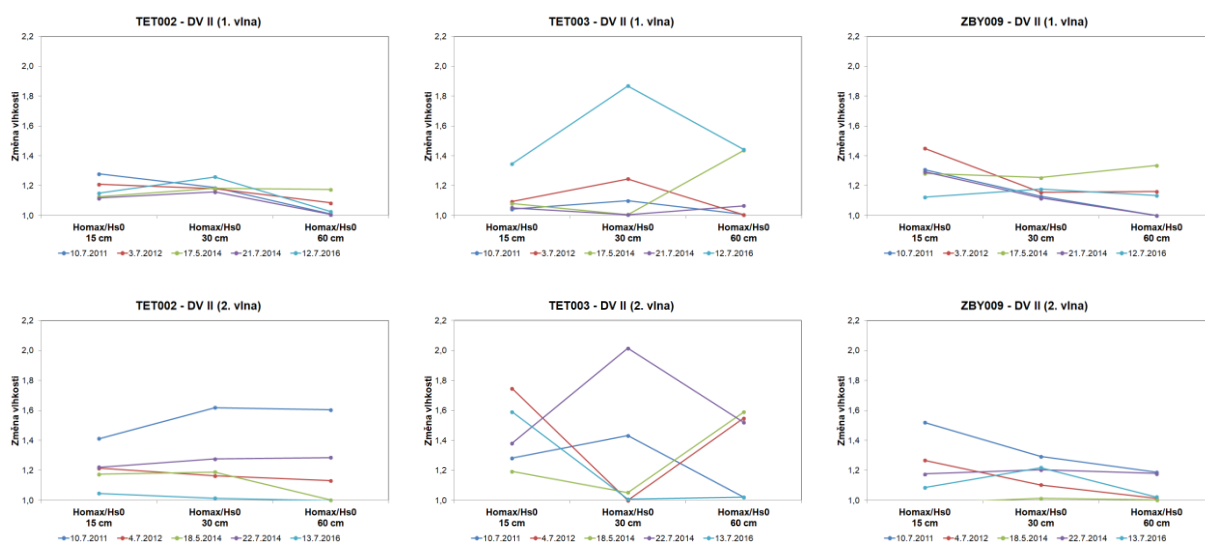




Obrázek 77 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro situace DV I

b) větší srážkový úhrn ve druhé příčinné situaci (DV II) - Obr. 78

- přirozená louka/kambizem oglejená (TET002) - při první srážce je největší nárůst vlhkosti ve svrchních horizontech a velmi podobně také ve 30 cm (nejčastěji mezi 10–30 %), vzhledem k vlhčím počátečním podmínkám v půdním profilu je při druhé srážce přenos vlhkosti do větších hloubek snazší a nárůst vlhkosti je v celém profilu rovnoměrný
- les/kryptopodzol modální (TET003) - nejčastěji je při první srážce největší změna vlhkosti zjištěna ve 30 cm, při druhé srážce se často situace zrcadlově převrátí a největší změna nastane v horizontech, u kterých byl při první srážce nárůst vlhkosti nejmenší; vypovídá to o tom, že dynamika a pohyb půdní vody je ovlivňován jejím potenciálem, kdy se voda snaží zaplňovat suché póry tak, aby se rozložení půdní vody dostalo do rovnovážného stavu
- odvodněná louka/stagnoglej modální (ZBY009) - při první i druhé srážce je průběh změn vlhkostí velmi podobný, největší zvlhčení se projevuje u svrchních vrstev (nejčastěji mezi 10–50 %), ve většině případů pak nárůst vlhkosti s hloubkou klesá; obecně dochází k postupnému sycení půdního profilu ve všech hloubkách, čímž se celý půdní profil pozvolna dostává do stavu blízkého jeho nasycení



Obrázek 78 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro situace DV II

4.4.4 Proudění vody v půdě

Přiřazení kategorií HOST a DHF jednotlivým půdním typům v povodí je zobrazeno v Tab. 37. Dle HOST je většina ploch zařazena do kategorií silně ovlivněných podzemní

vodou (E, F, G). Zbylé plochy (H, I) mají pak společnou nízkou hydraulickou vodivost, ovšem bez zřetelně vystupující hladiny podzemní vody. Pro odezvu v odtoku je ale důležitější kategorie dominantního proudění podpovrchového odtoku (DHF). U řady půd těchto povodí nedochází k hloubkové infiltraci a proudění probíhá buď povrchově s různým zpožděním, nebo mělce podpovrchově do 30 cm: kategorie THOF, HOF1, HOF2. U kategorie SOF2 může dojít ke zpožděnému povrchovému proudění pouze zřídka a jen při plném nasycení půdních pórů. Půdní typy KA a KP jsou pro retenci vody v půdě nejvhodnější, mělo by u nich docházet k hloubkové infiltraci.

Tabulka 37 - Zařazení půdních typů do systémů HOST a DHF

Půdní typ	HOST - model	HOST - třída	DHF
Kambizem modální (KA)	H	16	DP
Kambizem oglejená (KA _g)	E	6	SOF2
Kryptopodzol modální (KP)	H	16	DP
Pseudoglej modální (PG)	E	6	SOF2
Stagnoglej modální (SG)	I	18	HOF2
Glej modální (GL)	F	25	HOF2
Glej histický (G _{Lo})	G	25	HOF1
Organozem mesická (OR _m)	G	12	THOF

Vysvětlivky: DP – hloubková infiltrace (deep percolation), SOF2 – povrchový odtok pouze v případě plného nasycení (delayed saturation overland flow), HOF2 – zpožděný povrchový odtok (delayed Hortonian overland flow), HOF1 – okamžitý povrchový odtok (immediate Hortonian overland flow), THOF – rašelinný okamžitý povrchový odtok (temporary Hortonian overland flow)

Plochy OR_m se vyznačují nízkou hydraulickou vodivostí, voda se pomalu infiltruje ale také redistribuje do hlubších horizontů. Hladina vody je převážnou část roku vysoko. Během srážko-odtokových epizod převažuje povrchový nebo mělký laterální odtok. Během suchého období se suchá organická vrstva může stát hydrofóbní, což značně ovlivní infiltraci a průtok vody půdou.

Plochy G_{Lo} se chovají podobně jako plochy OR_m. V těchto půdách ale nedochází k tak velkým výkyvům hladiny podzemní vody. Půda pak není tolik náchylná na vyschnutí a nedochází ke změně na hydrofóbní.

Plochy GL mají na rozdíl od G_{Lo} organominerální horizont, který je zřídka ovlivněn hladinou podzemní vody. Může lépe infiltrovat srážkovou vodu a plného nasycení a následného povrchového odtoku dosahuje se zpožděním.

Plochy KA a KP mají podobné chování. Infiltrační rychlosti jsou v rámci povodí vyšší. Voda perkoluje do podloží bez výraznější bariéry, kterou může tvořit pouze zvýšené množství skeletu.

Plochy KA_g a PG mají infiltrační rychlosti podobné jako KA a KP. Proudění podzemní vody je však ovlivněné hladinou podzemní vody, která zabraňuje nebo zpomaluje infiltraci do podloží.

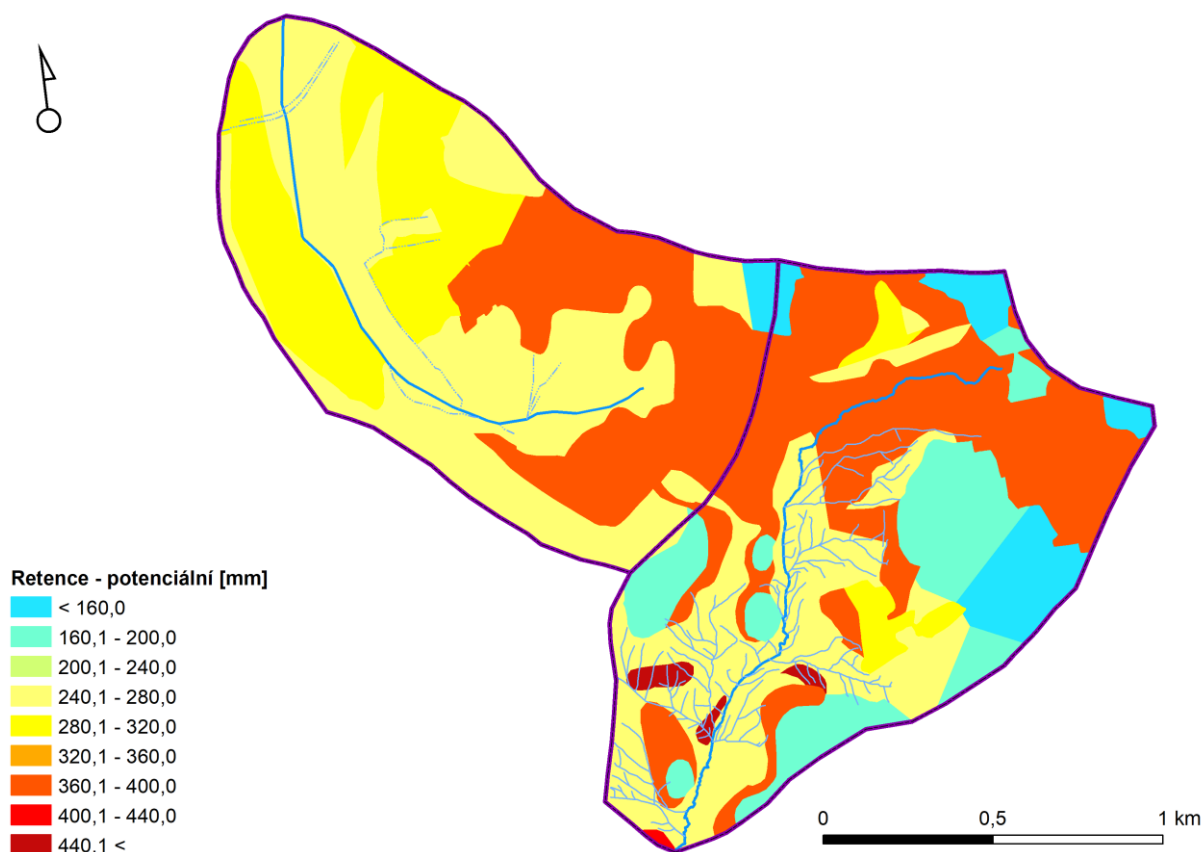
Plochy SG mohou vytvářet zpožděný povrchový odtok v době plného nasycení nebo během silných srážek. V době nízkého nasycení může voda infiltrovat do hlubších vrstev.

4.4.5 Retenční schopnost půd

Retenční schopnost půd byla hodnocena ze dvou pohledů:

- 1) jako teoretický prostor pro zaplnění veškerých půdních pórů vodou (akumulační potenciál půdního prostředí);
- 2) jako reálný prostor závislý na aktuálních vlhkostních podmínkách půdy a výšce hladiny podzemní vody (aktuální retenční kapacita půdního prostředí).

Místa s největším akumulačním potenciálem se lokálně vyskytují v plochých pánvích u závěrového profilu Tetřívčího potoka. Jedná se o poměrně mocné půdy bez skeletu, obsahující významné množství organogenního materiálu. Kromě toho se z pohledu akumulačního potenciálu pozitivně jeví i relativně hluboké kambizemě modální na plochých rozvodích, většinou využívané jako louky nebo pastviny. Nejnížší hodnoty potenciálu byly naopak zaznamenány na svazích nejvyšších vrcholů, kde převažují mělké skeletovité půdy (Obr. 79). Hodnota potenciálu je v povodí Tetřívčího potoka 283,6 mm, nepatrně větší potenciál byl zjištěn v povodí Zbytinského potoka (302,9 mm).



Obrázek 79 - Akumulační potenciál půdního prostředí v obou povodích

Z hydrologického a environmentálního pohledu je však důležitější aktuální retence půdního prostředí, tedy skutečná schopnost půdy zadržet vodu při větších průtocích a podílet se na protipovodňové ochraně. V reálných podmínkách se aktuální retence povodí významně mění.

Nejméně vhodné půdy pro zadržení vody bývají zpravidla hydromorfní půdy. Tyto půdy jsou po většinu roku nasyceny vodou, a tudíž jsou nevhodné pro infiltraci a zdržení větších srážek. Tab. 38 ukazuje základní popisné charakteristiky jednotlivých referenčních areálů půdních typů. Potvrdilo se, že nejnižší retenční kapacita je zaznamenána u glejových půd a také ve vrcholových partiích povodí, kde jsou zastoupeny mělké kryptopodzoly s vyšším obsahem skeletu (KP TET005). Největší retenční kapacitu vykazují hlubší modální kambizemě na ploších rozvodích. Největší variabilita hodnot je opět zaznamenána u glejů, což je velmi pravděpodobně spojeno se změnami hladiny podzemní vody, která určuje velikost disponibilního retenčního prostoru v půdě.

Tabulka 38 - Popisná statistika aktuální retenční kapacity v jednotlivých půdních areálech

Referenční půdní areál	Průměr [mm]	Směrodatná odchylka	Variační koeficient
ORm (ZBY008 + VRT 1)	11,99	4,17	0,35
GLo (ZBY008 + TET011 + VRT 2+3)	4,39	2,41	0,55
GL (ZBY008 + VRT 1+2)	6,15	1,07	0,17
GL (ZBY008 + VRT 4)	5,59	2,48	0,44
GL (ZBY008 + VRT 5)	2,36	1,49	0,63
KA (TET004)	17,35	3,95	0,23
KA (TET006)	20,66	2,99	0,14
KA (ZBY007)	15,77	1,89	0,12
Kag (TET002)	11,14	2,29	0,21
KP (TET001)	11,29	2,79	0,25
KP (TET003)	11,27	3,43	0,30
KP (TET005)	4,97	2,22	0,45
PG (ZBY009 + TET010)	12,29	1,88	0,15
SG (ZBY009)	13,67	2,59	0,19

Vysvětlivky: ORm – označení půdního typu, ZBY008 – označení referenčního místa odběru půdní vlhkosti, VRT 1 – označení místa měření hladiny podzemní vody, která byla zohledněna při výpočtu retenční kapacity

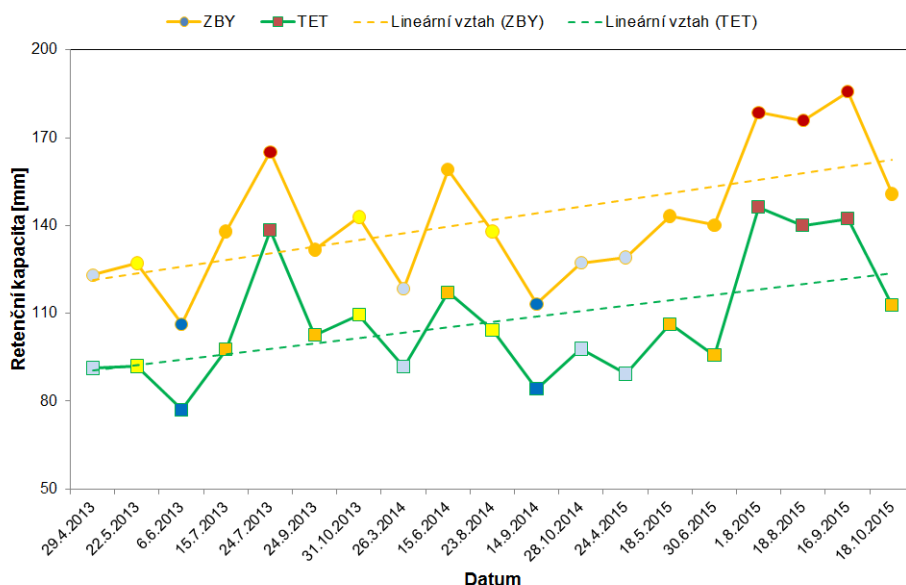
Tab. 40 souhrnně ukazuje vypočtenou aktuální retenci obou povodí a související srážkové a odtokové charakteristiky v rámci jednotlivých odběrných kampaní. Jednotlivé termíny měření byly následně rozděleny do pěti skupin (mimořádně suché, suché, průměrné, vlhké, mimořádně vlhké) podle aktuálního stavu nasycenosti povodí vyjádřeném indexem ASI – antecedent soil moisture index (Haga et al., 2005). Bez ohledu na příčinné podmínky byla vyšší retenční kapacita zjištěna vždy v povodí Zbytinského potoka (v rozpětí mezi 26–45 mm). Párový t-test potvrdil, že zjištěné difference jsou na 5% hladině významnosti statisticky významné.

Při uvážení různých typů příčinných podmínek lze vysledovat, že s nárůstem sucha se rozdíly v retenční kapacitě mírně zvětšují ve prospěch Zbytinského potoka (Tab. 39). To poukazuje na skutečnost, že se povodí Zbytinského potoka vysušuje o něco rychleji.

Tabulka 39 - Srovnání rozdílů v retenční kapacitě povodí podle různých příčinných podmínek

Příčinné podmínky (podle ASI)	Retenční kapacita povodí [mm]		Absolutní rozdíl retenční kapacity [mm]
	ZBY	TET	
mimořádně suché	176,4	141,7	34,7
suché	143,8	105,4	38,5
průměrné	136,1	101,9	34,1
vlhké	124,5	92,6	31,9
mimořádně vlhké	109,8	80,6	29,1

Pokud se zaměříme na stav retenční kapacity v průběhu roku, lze z tříletého období pozorování vysledovat poměrně logické zákonitosti. Začátkem teplého půlroku, kdy je půda nasycena vodou z jarního tání sněhové pokrývky, jsou hodnoty retenční kapacity nejnižší. V létě dochází k postupnému vysychání půdy, kdy vlivem střídání delších období sucha a intenzivních srážkových epizod nedochází k dostatečnému nasycení pórů půdní matrice. Často dojde pouze ke zvlhčení svrchní vrstvy půdního profilu a voda prostřednictvím mělkého podpovrchového odtoku odtéká rychleji pryč a nedochází k perkolaci do spodních půdních horizontů. Koncem léta (hlavně v roce 2015) byly zjištěny největší hodnoty retenční kapacity povodí. S nástupem podzimu, kdy dochází ke změně charakteru srážek (častější výskyt srážek nižší intenzity), se postupně zaplňují i menší půdní póry, vzrůstá celková půdní vlhkost v rámci celého profilu, čímž dochází k poklesu retenční kapacity. Podle Obr. 80 se zdá, že se retenční kapacita povodí vlivem klesající půdní vlhkosti a hladiny podzemní vody neustále zvyšuje. Pravdou však zůstává, že významný nárůst retenční kapacity byl zaznamenán až v roce 2015, kdy bylo během dlouhého období sucha zaznamenáno několik mimořádně suchých termínů.



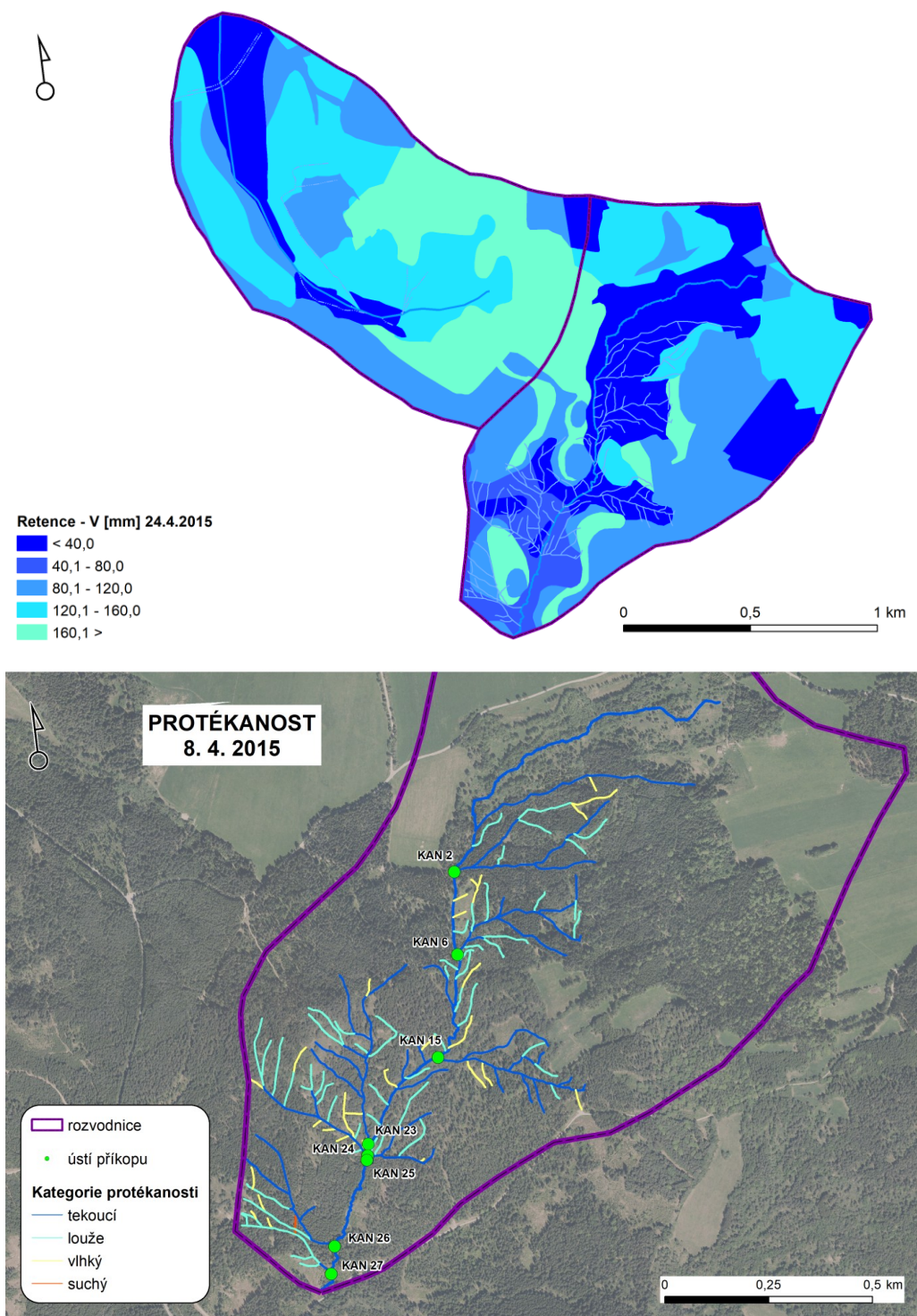
Vysvětlivky: barvy znázorňují typ příčinných podmínek: tmavě modrá – mimořádně vlhké; světle modrá – vlhké; žlutá – průměrné; oranžová – suché; červená – mimořádně suché

Obrázek 80 - Aktuální retenční kapacita obou povodí ve sledovaných termínech

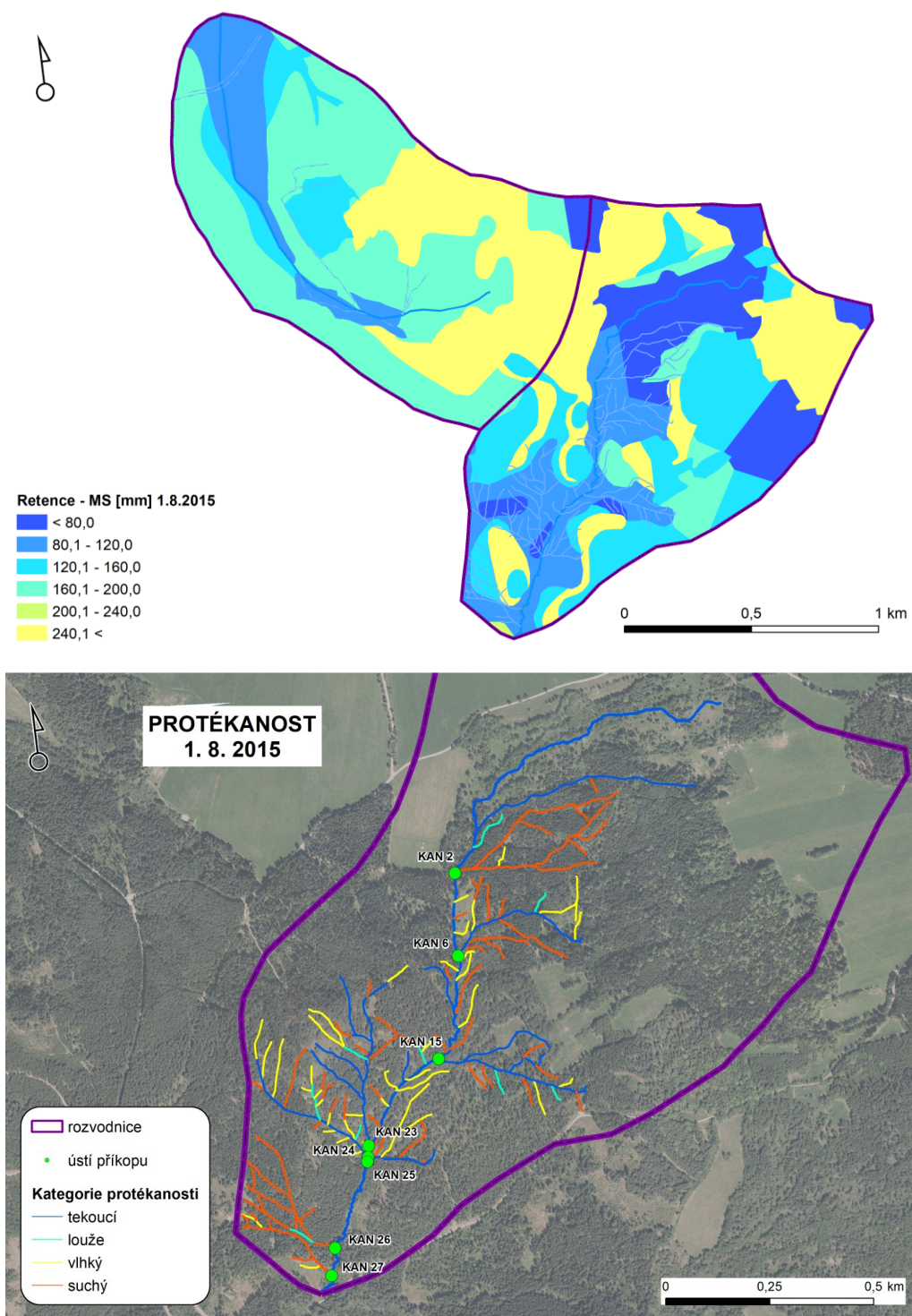
Tabulka 40 - Aktuální retenční kapacita povodí ve sledovaných kampaních v letech 2013 - 2015

Datum	Příčinné podmínky (podle ASI)	Retenční kapacita povodí [mm]		Absolutní rozdíl retenční kapacity povodí [mm]	Denní odtoková výška [mm]		ASI	
		ZBY	TET		ZBY	TET	ZBY	TET
29.4.2013	vlhké	123,1	91,3	31,7	1,7	0,9	50,2	48,2
22.5.2013	průměrné	127,2	91,9	35,2	1,5	0,8	48,6	46,2
6.6.2013	mimořádně vlhké	106,4	77,0	29,3	7,5	4,3	62,5	66,8
15.7.2013	suché	138,0	97,6	40,3	1,0	0,9	40,6	40,5
24.7.2013	mimořádně suché	165,2	138,2	26,9	0,8	0,7	30,1	31,2
24.9.2013	suché	131,8	102,6	29,2	0,6	0,4	41,2	40,0
31.10.2013	průměrné	143,0	109,6	33,4	0,7	0,4	45,0	42,2
26.3.2014	vlhké	118,5	91,8	26,8	0,9	0,6	51,6	47,3
15.6.2014	suché	159,1	117,1	42,0	0,7	0,3	35,4	34,1
23.8.2014	průměrné	138,0	104,3	33,7	0,9	0,4	45,7	43,4
14.9.2014	mimořádně vlhké	113,2	84,2	29,0	3,8	3,1	59,3	57,1
28.10.2014	vlhké	127,2	97,9	29,3	1,6	1,0	53,5	51,1
24.4.2015	vlhké	129,1	89,3	39,8	1,6	1,5	55,7	51,0
18.5.2015	suché	143,2	106,3	36,9	0,9	0,5	43,0	40,8
30.6.2015	suché	140,1	95,7	44,4	0,7	0,5	43,7	42,1
1.8.2015	mimořádně suché	178,6	146,3	32,3	0,5	0,3	25,5	26,9
18.8.2015	mimořádně suché	175,9	139,9	36,0	0,6	0,3	29,5	28,8
16.9.2015	mimořádně suché	185,8	142,3	43,5	0,5	0,2	24,0	24,1
18.10.2015	suché	150,8	112,8	37,9	0,7	0,5	37,8	34,1

Na následujících obrázcích jsou pro porovnání vidět hodnoty aktuální retenční kapacity povodí a protékanosti povrchových příkopů v TET během vlhkého a suchého období. Na Obr. 81 je znázorněn stav povodí při vlhkém období v dubnu 2015. Obr. 82 naopak ukazuje stav povodí během dlouhého období sucha z 1. 8. 2015. Rozdíl v retenční kapacitě povodí je téměř dvojnásobný (ve vlhkém období se pohybovala mezi 77–106 mm, v suchém se retenční kapacita zvýšila na 146–179 mm).



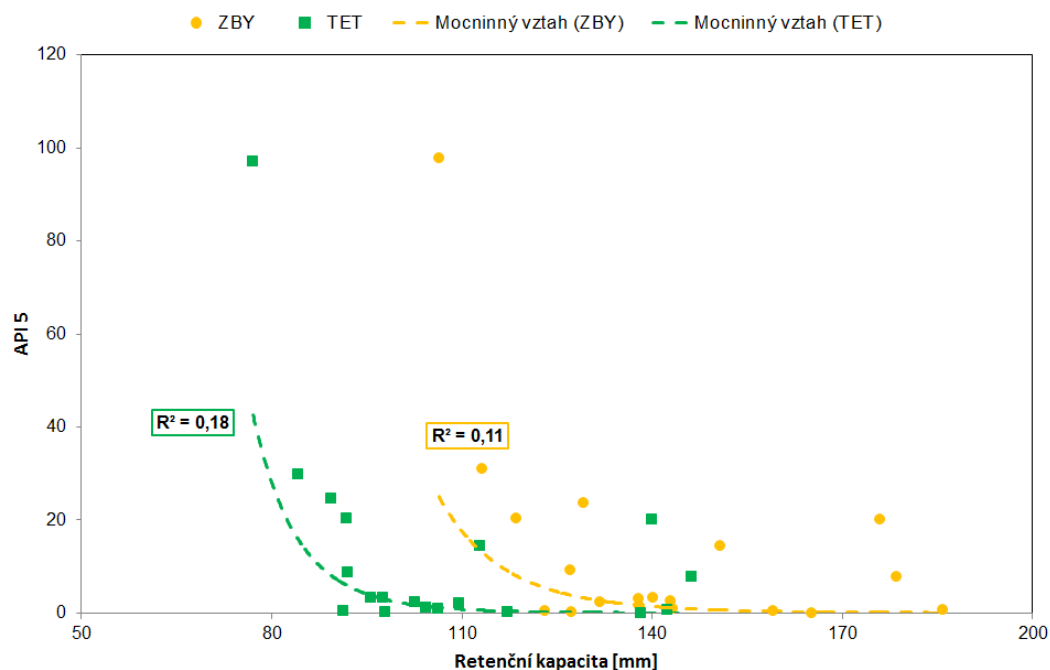
Obrázek 81 - Retenční kapacita a protékanost povrchových příkopů ve vlhkém období (duben 2015)



Obrázek 82 - Retenční kapacita a protékanost povrchových příkopů v suchém období (1. 8. 2015)

Kromě porovnání samotné retenční kapacity v obou povodích nás rovněž zajímalo, zda existuje závislost mezi aktuální retenční kapacitou a srážkami (reprezentovanými pětidenním ukazatelem předchozích srážek – API 5) a zda se mezi sebou obě povodí nějakým způsobem liší. Popisovaný vztah znázorňuje Obr. 83. Na první pohled je vidět, že mezi oběma parametry je negativní vztah, který ale není příliš silný ($r^2 = 0,18$ pro ZBY, resp. $r^2 = 0,11$ pro TET). Pokud bychom ale opomenuli mimořádně suché období na konci hydrologického roku 2015, kdy neměly spadlé srážky na změnu retenční kapacity téměř žádný vliv, pak síla závislosti

výrazně vzroste ($r^2 = 0,68$ pro ZBY, resp. ($r^2 = 0,45$ pro TET). Je tedy zřejmé, že konec roku 2015 přinesl výrazně odlišné přírodní a klimatické podmínky, které se projeví významnou odchylkou v chování obou povodí. Do té doby byl vliv srážek na aktuální retenci v povodí poměrně silný, především v povodí ZBY byly srážky určujícím faktorem stavu retenční kapacity povodí.



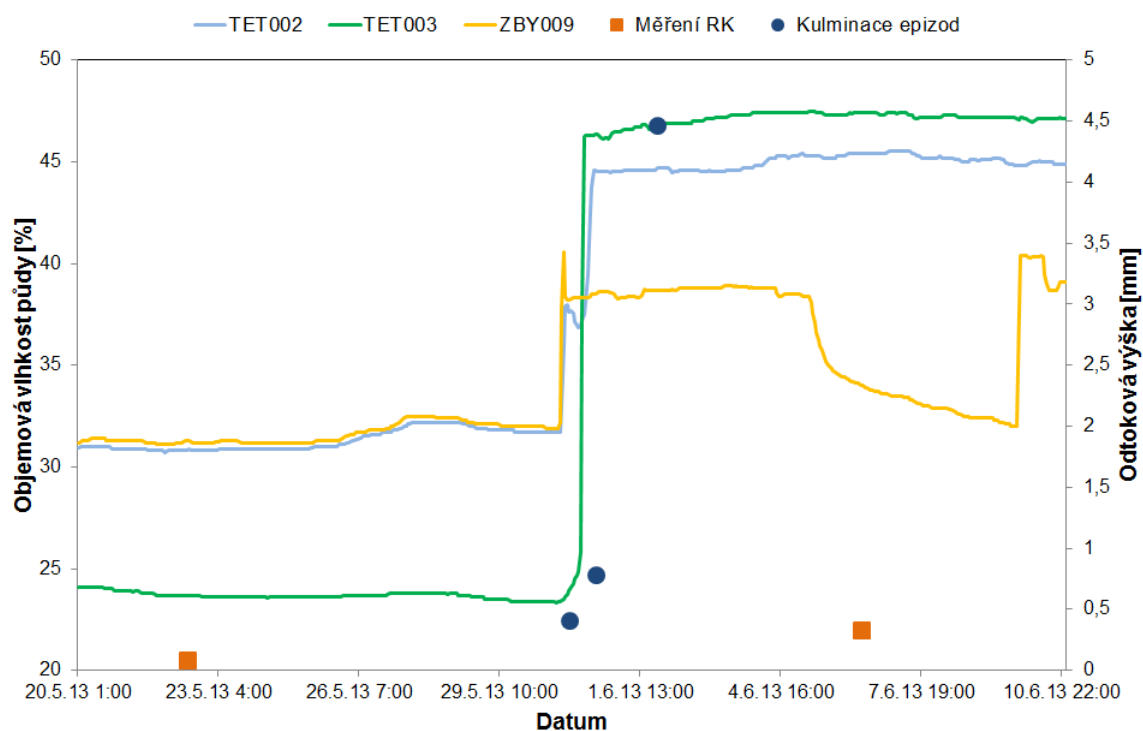
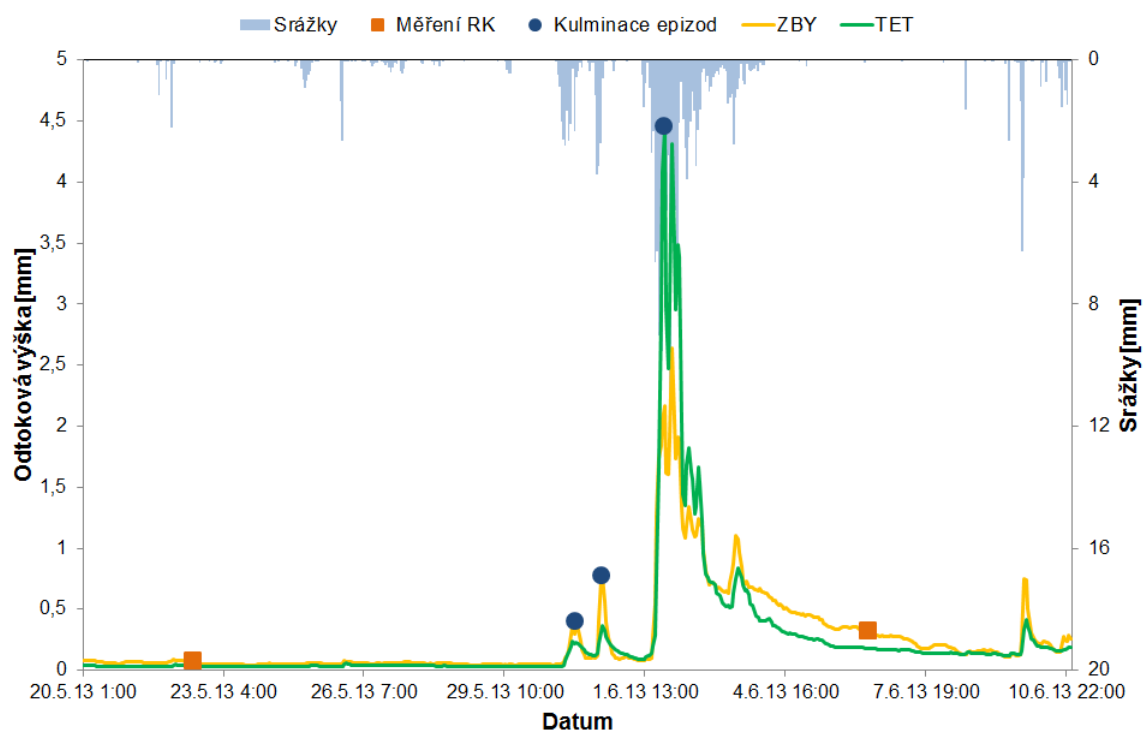
Obrázek 83 - Vztah mezi retenční kapacitou a API 5

Abychom podpořili výše uvedené tvrzení, tedy že vliv srážek na retenční kapacitu půdy je významný, vybrali jsme dvojici období pozorování stavu retenční kapacity tak, že první termín měření byl proveden před srážkovou epizodou a druhý termín měření po srážkové epizodě. V obou případech se v první fázi měření jednalo o průměrné příčinné podmínky, které se po srážkových epizodách změnily v mimořádně vlhké. V Tab. 41 jsou uvedeny parametry obou období pozorování, přičemž chronologicky od nejstaršího jsou uvedeny termíny měření retenční kapacity a významné odtokové události. V prvním období mezi 22. 5. 2013 a 6. 6. 2013 proběhly dvě srážko-odtokové události, přičemž zvláště druhá epizoda patřila z pohledu významnosti k nejextrémnějším za celé 11leté období. Obr. 84 ukazuje 10minutový záznam hydrogramu odtoku a vývoj objemové vlhkosti půdy ve třech referenčních lokalitách (v hloubce 30 cm), přičemž jsou na nich znázorněny termíny měření retence a kulminačních průtoků. Druhé měření retenční kapacity probíhalo v době poklesu přímého odtoku, kdy ještě většina půdního profilu byla nad úrovní 50 % zaplněnosti půdních pórů. Přesnou hodnotu objemové vlhkosti půdy bohužel nebylo možné zjistit, jelikož maximální limit, který je možné zaznamenat snímačem VIRRIB je právě 50 %. Ze záznamu křivek na všech referenčních lokalitách je však zřejmé, že maximální hodnota OOV byla překročena a první pokles byl zaznamenán až několik hodin před měřením retence v lokalitě ZBY009. Ve zbývajících lokalitách (TET002 a TET003) byla v době měření pravděpodobně více než polovina půdních pórů stále zaplněna vodou. Retenční kapacita v tomto termínu dosahovala nejnižších naměřených hodnot v rámci obou povodí.

Tabulka 41 - Hodnoty aktuální retenční kapacity a charakteristik srážek a odtoku ve dvou hodnocených obdobích (2013 a 2014)

Povodí	Sledované parametry	Před srážkami (průměrné)	Srážky (dvě významné S-O epizody)				Po srážkách (mimořádně vlhké)	Před srážkami (průměrné)	Srážky (dvě významné S-O epizody)		Po srážkách (mimořádně vlhké)
		22.5.2013	30.5.2013	31.5.2013	2.6.2013	6.6.2013	23.8.2014	31.8.2014	12.9.2014	14.9.2014	
ZBY	Retenční kapacita [mm]	127,18	neměřeno				106,35	138,03	neměřeno		113,19
	Q [l.s ⁻¹]	28,36	168,73	331,75	1 139,67	137,04	15,30	506,30	220,86	94,57	
	Ho [mm]	0,07	0,39	0,77	2,64	0,32	0,04	1,17	0,51	0,22	
	API 5	9,20	7,02		29,97	97,77	1,29	17,86	4,16	30,97	
TET	Retenční kapacita [mm]	91,95	neměřeno				77,05	104,33	neměřeno		84,20
	Q [l.s ⁻¹]	15,36	105,24	164,64	2 000,22	81,25	7,71	240,98	115,51	68,90	
	Ho [mm]	0,03	0,23	0,37	4,45	0,18	0,02	0,54	0,26	0,15	
	API 5	8,80	6,52		29,22	97,20	1,23	17,59	4,75	29,77	
ZBY - TET	Absolutní rozdíl retenční kapacity [mm]	35,23	neměřeno				29,30	33,70	neměřeno		29,00

Vysvětlivky: Q/Ho – v termínech před a po srážkách se jedná o průměrný hodinový průtok/odtokovou výšku ve 12:00; v termínech S-O epizod se jedná o maximální hodinový průtok/odtokovou výšku v čase kulminace



Vysvětlivky:

Měření RK - termín stanovení retenční kapacity povodí (znázorněn jako odtoková výška v daném čase)

Kulminace epizod - termín kulminace S-O epizody (znázorněn jako odtoková výška v daném čase)

Obrázek 84 - Záznam srážek a odtoku a objemové půdní vlhkosti v období mezi 22. 5. a 6. 6. 2013

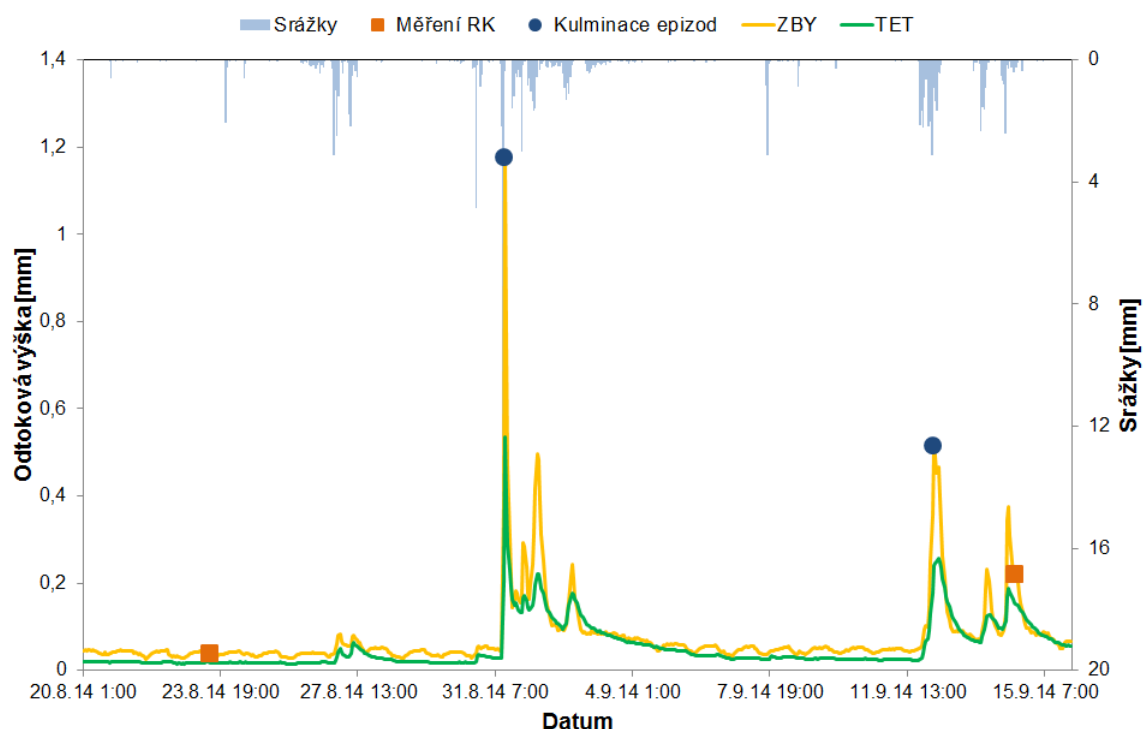
V druhém období mezi 23. 8. 2014 a 14. 9. 2014 proběhly rovněž dvě srážko-odtokové události. Obr. 85 opět ukazuje záznam hydrogramu odtoku a objemové vlhkosti půdy ve třech

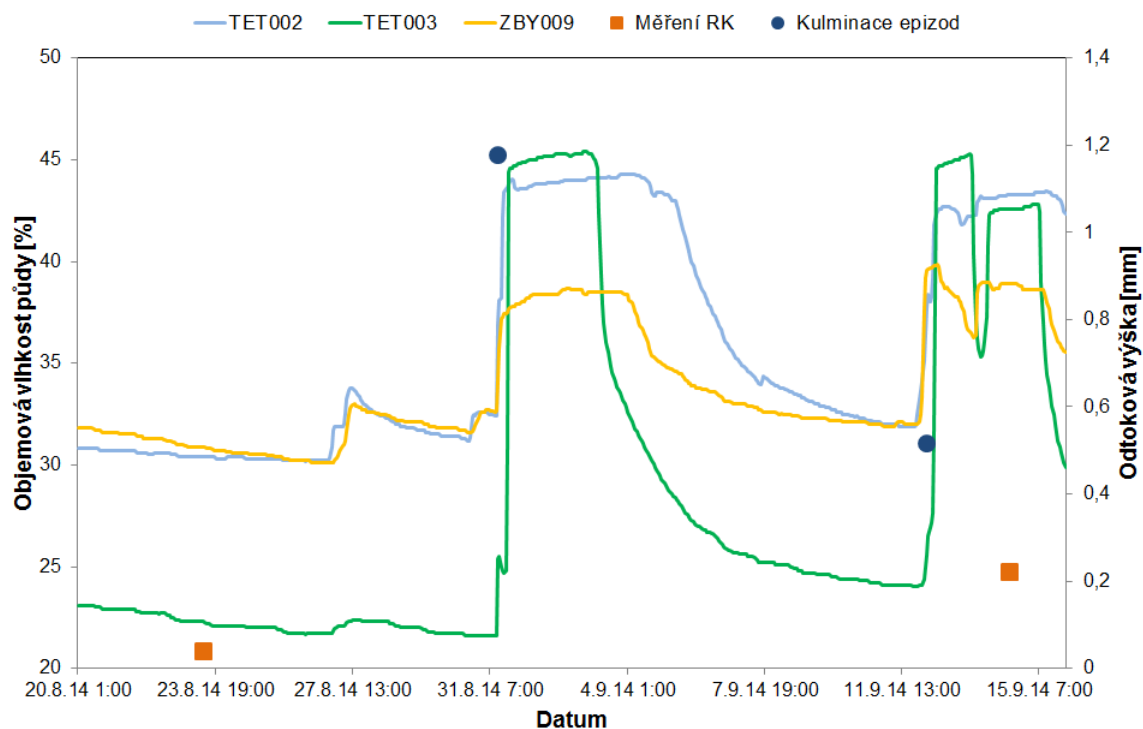
referenčních lokalitách (v hloubce 30 cm). I z této situace je zřejmé, že byl při druhém měření retenční kapacity překročen maximální limit OOV zaznamenatelem VIRRIB (byť asi jen nepatrně). Dá se však předpokládat, že v době měření retenční kapacity byla půdní vlhkost na hodnotě svého momentálního maxima, jelikož již 15 hodin poté došlo k jejímu plynulému poklesu na všech stanovištích. Retenční kapacita v tomto termínu odpovídala druhé nejnižší naměřené hodnotě v obou povodích.

Mezi jednotlivými termíny měření aktuální retence došlo v obou případech k výraznému poklesu (o 15–25 mm). V absolutních hodnotách došlo k většímu poklesu retence ve druhém období, což bylo způsobeno zejména menší objemovou vlhkostí půdy před srážkou a tedy většímu množství disponibilního prostoru v půdě pro zadržení srážkové vody než v prvním období (Tab. 42).

Tabulka 42 - Rozdíl v retenční kapacitě mezi oběma sledovanými obdobími (2013 a 2014)

Povodí	Období před srážkou (22. 5. 2013)	Období po srážce (6. 6. 2013)	Období před srážkou (23. 8. 2014)	Období po srážce (14. 9. 2014)	Rozdíl retence mezi obdobími (2013)	Rozdíl retence mezi obdobími (2014)
ZBY	127,18	106,35	138,03	113,19	20,82	24,84
TET	91,95	77,05	104,33	84,20	14,90	20,13



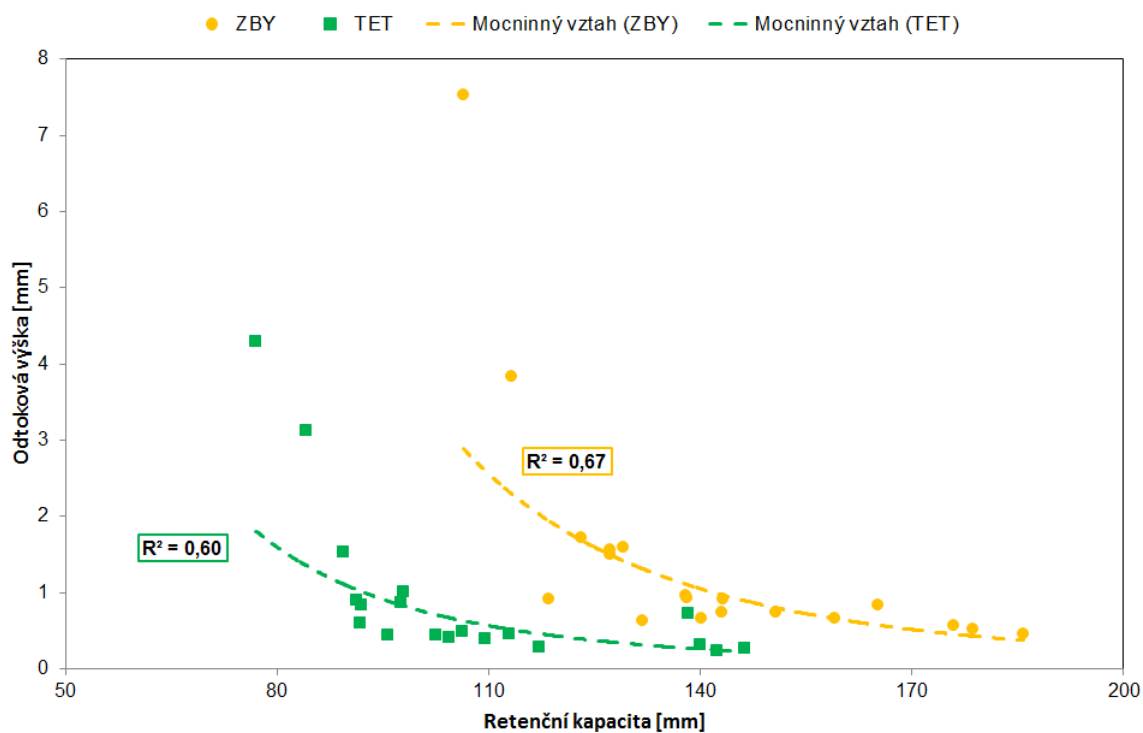


Vysvětlivky:

Měření RK - termín stanovení retenční kapacity povodí (znázorněn jako odtoková výška v daném čase)

Kulminace epizod - termín kulminace S-O epizody (znázorněn jako odtoková výška v daném čase)

Obrázek 85 - Záznam srážek a odtoku a objemové půdní vlhkosti v období mezi 23. 8. a 14. 9. 2014



Obrázek 86 - Vztah mezi retenční kapacitou a odtokovou výškou

Kromě vlivu srážek bylo naším cílem prozkoumat, jak s aktuální retenční kapacitou souvisí odtok vody z povodí a případně identifikovat nějaké odchylky v chování obou povodí. Na Obr. 86 je vidět, že se vzrůstající aktuální retencí se snižuje odtoková výška, což platí obecně pro obě povodí. Síla závislosti je poměrně velká, což dokládá, že půdní vlhkost má na formování odtoku významný vliv. Rovněž je třeba připomenout, že většina terénních měření probíhala v době, kdy neprobíhala žádná významná srážko-odtoková událost, která by ovlivnila hodnotu odtoku ve sledovaném termínu. O něco těsnější závislost je možné pozorovat v povodí Zbytinského potoka, což značí, že je zde odtok v převážně bezesrážkových obdobích (median API 5 byl 3 mm) více determinován půdním prostředím.

4.5 Vliv povrchových odvodňovacích systémů

4.5.1 Hodnocení průtoků ve sledovaných povrchových příkopech

Kompletní měření ve všech osmi vybraných příkopech proběhlo od roku 2013 celkem v sedmnácti různých dnech. Naměřená data jsou zobrazena v Tab. 43. Kromě hodnot průtoků v jednotlivých příkopech je dále v tabulce pro každý termín uveden celkový průtok ve všech příkopech (Q_{KAN}), průměrný průtok v závěrovém profilu hlavního toku TET během doby měření (Q_{TET}) a podíl průtoků v příkopech na průtoku v TET (Q_{KAN}/Q_{TET}). Pro každý termín byla rovněž stanovena hodnota API 5 vyjadřující aktuální nasycenost povodí.

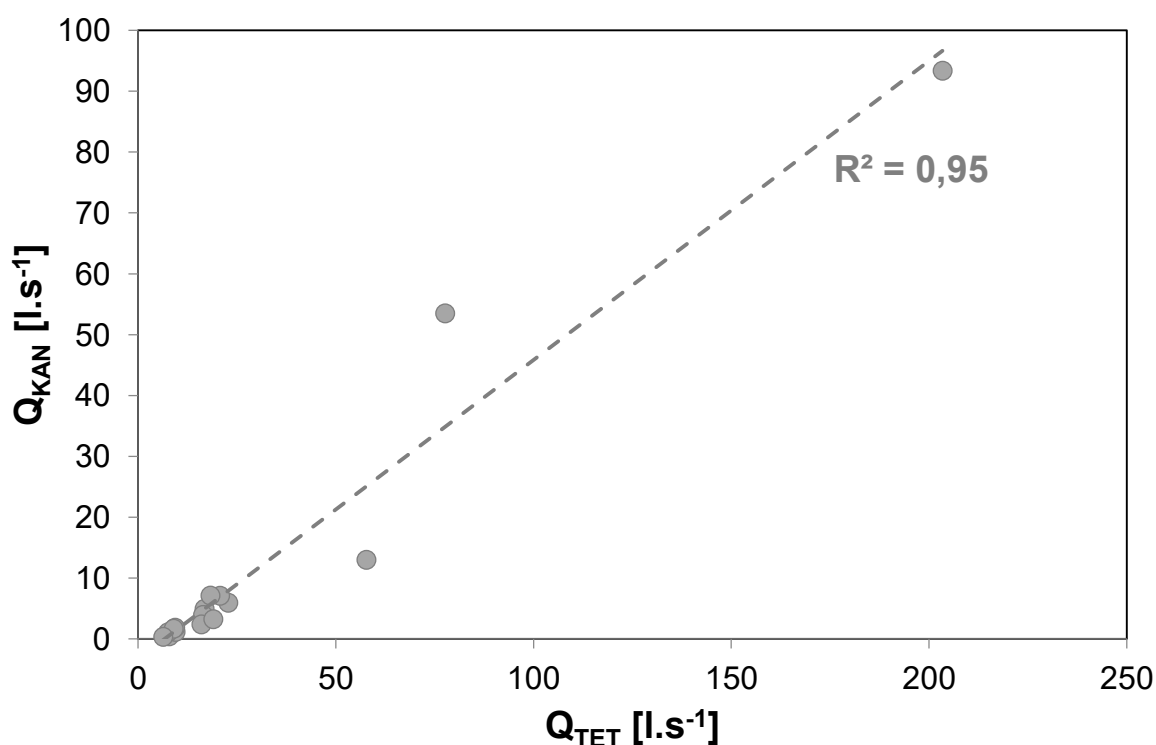
Tabulka 43 - Přehled naměřených průtoků ve vybraných příkopech

Datum	Q [l.s ⁻¹]								Q_{KAN} [l.s ⁻¹]	Q_{TET} [l.s ⁻¹]	Q_{KAN}/Q_{TET} [%]	API 5
	2	6	15	23	24	25	26	27				
8.5.2013	0,96	0,09	1,44	1,20	0,45	0,62	0,17	0,03	4,96	16,78	29,58	11,75
22.5.2013	0,75	0,35	1,19	0,96	0,33	0,33	0,03	0,02	3,95	16,39	24,13	8,80
5.6.2013	9,51	4,66	10,23	12,28	3,79	11,64	1,13	0,27	53,51	77,61	68,94	118,14
15.7.2013	0,31	0,33	0,69	0,78	0,10	0,18	0,00	0,00	2,40	15,98	15,03	3,23
7.8.2013	0,29	0,36	0,77	0,90	0,39	0,36	0,12	0,07	3,25	18,99	17,14	44,27
24.9.2013	0,00	0,17	0,40	0,33	0,05	0,06	0,00	0,00	1,00	8,33	11,98	3,36
31.10.2013	0,00	0,35	0,23	0,32	0,03	0,05	0,00	0,00	0,98	8,39	11,71	2,10
5.5.2014	0,00	0,10	0,04	0,20	0,05	0,05	0,00	0,00	0,44	7,84	5,63	8,05
22.5.2014	0,01	0,16	0,27	0,46	0,09	0,15	0,02	0,00	1,17	9,44	12,37	34,19
21.7.2014	0,00	0,10	0,25	0,45	0,10	0,20	0,00	0,00	1,10	7,54	14,60	2,45
22.7.2014	0,26	0,81	1,67	1,25	0,83	0,71	0,30	0,13	5,96	22,77	26,16	21,43
22.8.2014	0,02	0,15	0,32	0,67	0,20	0,35	0,14	0,00	1,86	9,34	19,85	1,36
14.9.2014	1,85	1,62	1,70	3,25	0,55	1,12	2,86	0,06	13,01	57,70	22,54	24,97
1.10.2014	6,89	18,80	14,06	19,00	15,10	8,78	10,60	0,15	93,38	203,41	45,91	5,37
8.4.2015	0,66	0,70	2,50	1,29	0,67	0,92	0,30	0,06	7,10	20,70	34,30	8,48
27.5.2015	0,53	1,25	2,00	1,25	0,78	0,45	0,64	0,23	7,13	18,26	39,05	21,59
29.6.2015	0,11	0,35	0,34	0,55	0,16	0,15	0,02	0,00	1,69	8,97	18,81	2,70
1.8.2015	0,00	0,07	0,05	0,20	0,02	0,01	0,00	0,00	0,35	6,33	5,59	7,81

Vysvětlivky: šedá barva znázorňuje nulové hodnoty (bez průtoku), zelená barva naopak extrémní průtoky

Zelenou barvou jsou označeny dny, kdy byla kvůli vysokým průtokům použita k měření hydrometrická vrtule namísto přímé metody měření průtoku. Hodnoty z těchto dnů jsou v porovnání s ostatními abnormálně velké (v dalším zpracování označovány jako „extrémní“). Nejmenší průtoky byly naopak zaznamenány při měření 1. 8. 2015.

Údaje v Tab. 43 ukazují, že s rostoucím průtokem v TET roste i podíl příkopů na tomto průtoku (parametr Q_{KAN}/Q_{TET}). Pohybuje se od necelých 6 % při velmi malých průtocích až po téměř 70 % při extrémním průtoku. Statisticky vyjádřená vzájemná závislost těchto dvou proměnných je poměrně vysoká ($r = 0,61$), po odebrání tří nejodlehlejších hodnot Q_{TET} je závislost ještě těsnější ($r = 0,77$). Téměř stejně silné závislosti ($r = 0,66$) bylo dosaženo i ve vztahu mezi Q_{KAN}/Q_{TET} a indexem API 5. Pokud ale i v tomto případě odebereme odlehlé hodnoty s největšími průtoky, stane se závislost naopak velmi nízkou ($r = 0,16$). Téměř lineární závislost ($r = 0,95$) existuje mezi celkovým průtokem v příkopech Q_{KAN} a Q_{TET} (Obr. 87). Po odebrání extrémních hodnot zůstává závislost stále velmi vysoká ($r = 0,90$).



Obrázek 87 - Vztah mezi celkovým průtokem v příkopech a hlavním toku TET

4.5.2 Analýza protékanosti

Aktuální protékanost všech příkopů byla vyjádřena zařazením do jedné ze čtyř kategorií dle metodiky uvedené v kapitole 3.3.5.1. Výsledky vyjádřené procentuálním zastoupením každé kategorie v daném dni jsou v Tab. 44. Přidán je rovněž index API 5 a průměrný průtok Q_{TET} v termínu průzkumu.

Z Tab. 44 je patrné, že největší část příkopů byla do odtokového procesu zapojena (tzn. spadá do kategorie „T“ či „L“) ve dnech 8. 4. 2015 a 27. 5. 2015. V obou případech má největší zastoupení kategorie „T“ (50 %, resp. 46,6 %), zcela suché byly pouze 2, resp. 8 jednotlivých

příkopů. Suché podmínky naopak byly v povodí při měření 7. 6. 2015 a zejména 1. 8. 2015, v obou případech byly více než 2/3 příkopů bez zapojení do odtokového procesu, velmi nízké byly i hodnoty Q_{TET} (8,32 resp. 6,33 l/s). Protékaných příkopů („T“) je v tento den pouze 13,3 %, jde zejména o hlavní (svodné) příkopy jednotlivých systémů, které mají svůj počátek ve vyhloubeném prameništi, popřípadě se kolem vyskytují trvale zamokřené plochy. Výsledky napovídají, že tyto příkopy jsou protékány permanentně i v dlouhodobém časovém měřítku. Analýza ukázala, že podíl nezapojených příkopů s rostoucím průtokem v TET klesá a podíl zapojených naopak stoupá, pokaždé se jedná o poměrně významnou statistickou závislost.

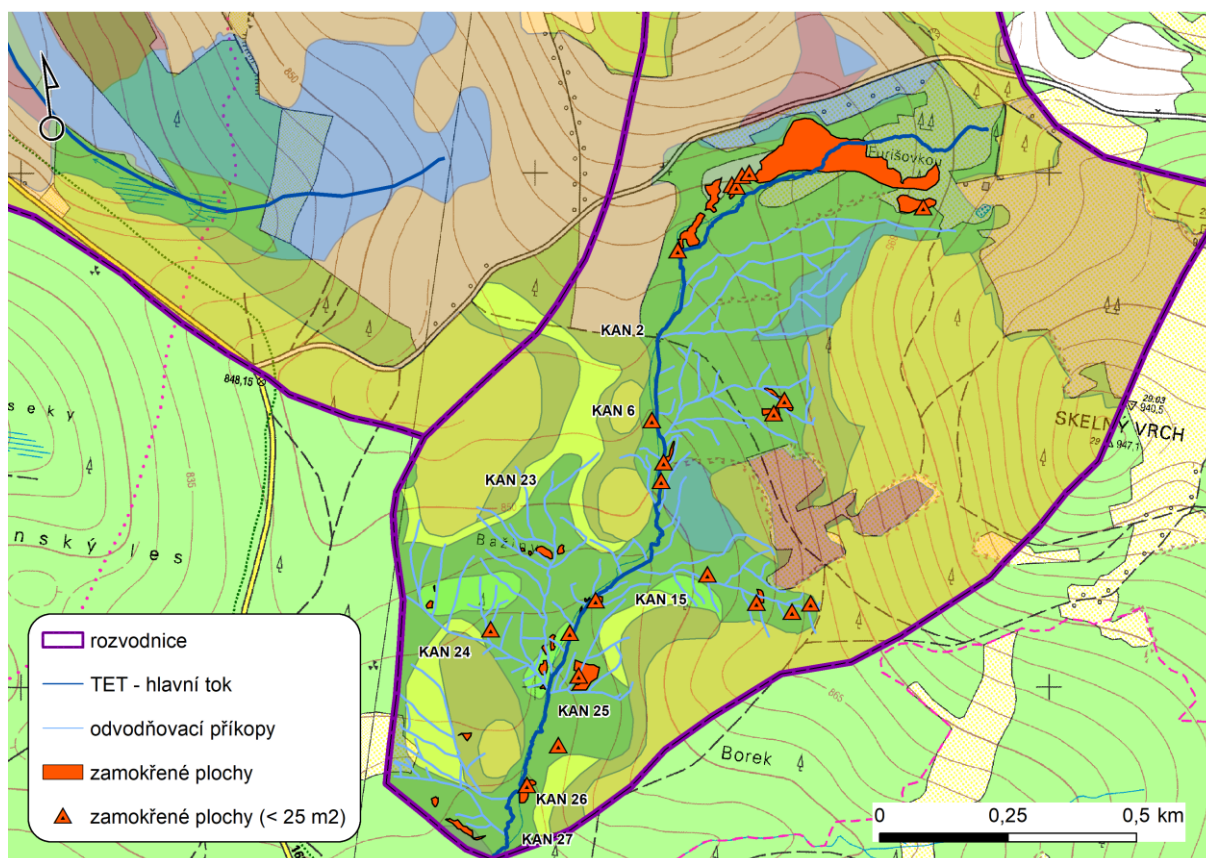
Tabulka 44 - Podíl zastoupení jednotlivých kategorií protékanosti příkopů ve vybraných termínech

Datum		22.5.2014	8.4.2015	27.5.2015	7.6.2015	9.6.2015	1.8.2015
Podíl zastoupení kategorie protékanosti [%]	S	11,9	0,4	5,9	29,0	12,6	41,9
	V	40,9	12,2	13,4	41,7	17,5	38,5
	L	32,8	37,4	34,1	9,3	34,4	6,3
	T	14,4	50,0	46,6	20,0	35,5	13,3
API 5		34,2	5,4	21,6	1,3	11,4	7,8
Q_{TET} [l.s ⁻¹]		9,4	20,7	18,3	8,3	25,5	6,3

4.5.3 Zamokřené plochy

Terénním průzkumem prováděným ve dvou termínech (25. 9. 2014 a 14. 5. 2015) bylo v povodí TET lokalizováno celkem 41 zamokřených ploch o celkové rozloze 23 675 m², což je 1,5 % rozlohy celého povodí, z toho 8 ploch je menších než 25 m². Více než polovina (57,5 %) rozlohy zamokřených ploch se nachází v horní, pramenné části povodí, kde tvoří z velké části jednu, více méně souvislou plochu. Zbylé, výrazně menší plochy jsou pak rozmístěny v odvodňovacích systémech, většinou v blízkosti jednotlivých příkopů. První mapování proběhlo pro získání základních dat. V rámci něj bylo lokalizováno necelých 16 000 m² zamokřených ploch – 9 ploch vyjádřených plošně a 7 bodově. Při druhém mapování, provedeném za účelem ověření ploch stávajících a dohledání ploch nových bylo nalezeno dalších 25 zamokřených ploch, spíše menších rozměrů. Rozsah zamokření se v čase mění v závislosti na aktuálních vlhkostních podmínkách v povodí a výšce hladiny podzemní vody. Obr. 88 znázorňuje rozsah zamokřených ploch ze 14. 5. 2015. V rámci dalších terénních průzkumů prováděných za účelem sledování ostatních charakteristik (zejména protékanosti příkopů) byl rozsah zamokřených ploch ověřován. Všechny byly stále přítomné, naopak žádná nová již nebyla nalezena.

V povodí bylo rovněž zjištěno 8 výrazných vývěrů či pramenišť, nejčastěji v podobě uměle vyhloubených míst na počátku některého z příkopů. V suchých obdobích je to většinou jediný zdroj vody protékaných příkopů. Lze se domnívat, že v minulosti se kolem těchto pramenišť vyskytovaly zamokřené plochy. Po technickém zásahu se však voda koncentruje do vytvořeného příkopu. Jak prameniště, tak i zamokřené plochy se téměř výhradně nachází v glejích či pseudoglejích v blízkosti hlavního toku nebo příkopů.



Obrázek 88 - Rozsah zamokřených ploch v povodí TET ze 14.5.2015

4.5.4 Vliv povrchových příkopů na hladinu podzemní vody

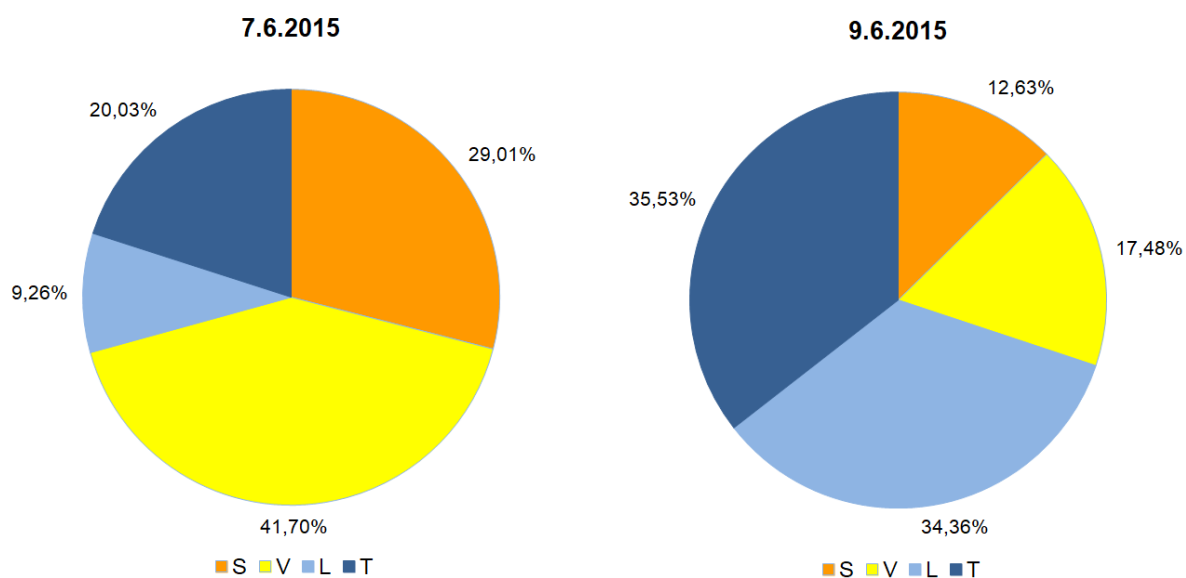
Posouzení odezvy povodí na srážkové události lze z pohledu povodňové problematiky všeobecně považovat za podstatnou část při hodnocení jakéhokoliv povodí. Proto i v rámci hodnocení vlivu odvodňovací sítě v povodí TET byla snaha načasovat některá terénní měření tak, aby byly výsledky zaznamenány před srážkou i po ní (nebo během ní). Podařilo se získat data ze čtyř takových situací, přičemž ve třech případech je epizoda rozložena do více dnů. Termíny epizod jsou: 21. 7. – 22. 7. 2014; 17. 4. 2015; 7. – 9. 6. 2015 a 17. – 18. 8. 2015. V Tab. 45 jsou uvedeny vybrané aktuální charakteristiky povodí pro dané dny měření. Z tabulky je patrné, že podmínky v povodí se při jednotlivých epizodách poměrně výrazně lišily.

Tabulka 45 - Hodnocené epizody s vybranými charakteristikami povodí TET

Označení	Datum	API 5	$Q_{TET} [l.s^{-1}]$	Hs [mm]
Epizoda 1	21.7.2014	2,5	7,54	22
	22.7.2014	21,4	22,77	
Epizoda 2	17.4.2015	0,0	13,8	2,6
	7.6.2015	1,3	8,3	
Epizoda 3	9.6.2015	11,4	25,5	19,2
	17.8.2015	9,5	10,3	
Epizoda 4	18.8.2015	9,0	7,6	13,1

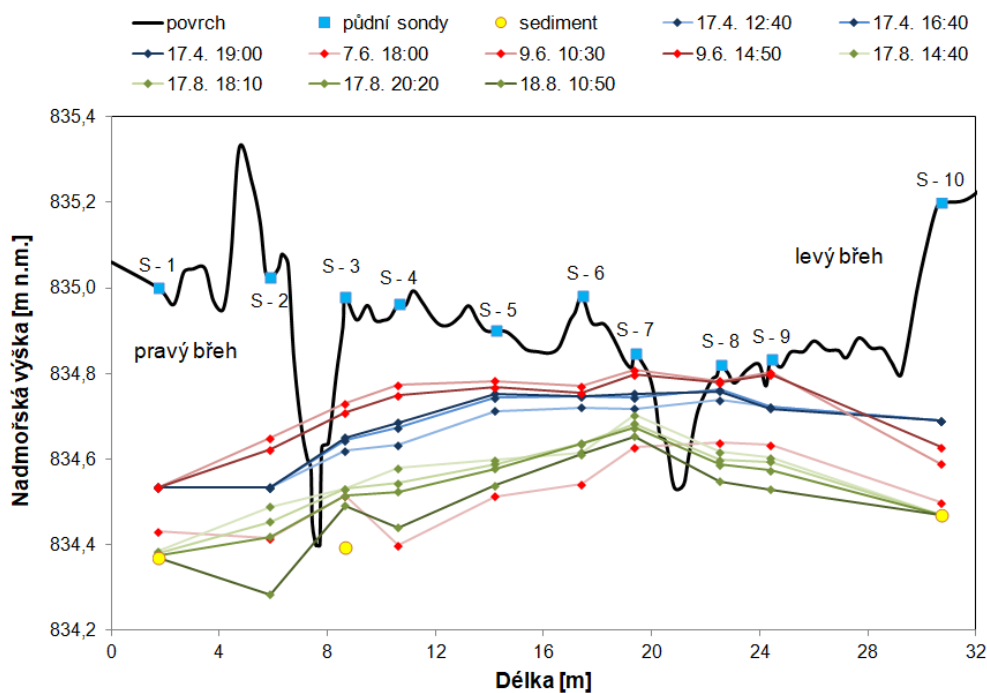
Poznatky z hodnocených epizod ukazují, že charakter průtoku (z hlediska nárůstu a poklesu), je během srážkových epizod velmi podobný v měřených příkopech i hlavním toku TET. Patrná je rovněž rychlost odezvy – kulminace průtoku v hlavním toku TET nastává vždy během několika prvních hodin po maximu srážek. Během epizody 2, kdy byla příčinná srážka velmi malá, se ukázalo, že i takto malý srážkový úhrn má na stav příkopů určitý vliv. Při druhém a třetím měření (po deštích) došlo vždy k navýšení průtoku. Naopak při posledním měření, které proběhlo v přibližně stejném časovém intervalu, ale nepředcházela mu žádná srážka, došlo k opětovnému snížení průtoků ve sledovaných příkopech. Reakce příkopů jsou v tomto případě velmi rychlé, vždy 1–2 hod, stejně jako reakce TET, kdy z hodnoty průtoku 12,7 l/s dosáhl kulminační hodnoty 15,1 l/s v 15:30 (tedy těsně po skončení druhé srážky) a od té chvíle opět klesal na hodnotu původní (do 18:30).

Vydatné příčinné srážky se znatelně projeví i v zastoupení jednotlivých kategorií protékanosti, jež byla v celém povodí vyhodnocena na začátku a na konci této epizody 3 (Obr. 89). Poměr kategorií se zcela otočil, zatímco před srážkou byly téměř tři čtvrtiny příkopů v kategorii „suché“ a „vlhké“, po srážce je tomu naopak – skoro třičtvrtinový podíl zabírají kategorie „louže“ a „tekoucí“, což značí, že je výrazně více příkopů zapojeno do odtokového procesu.

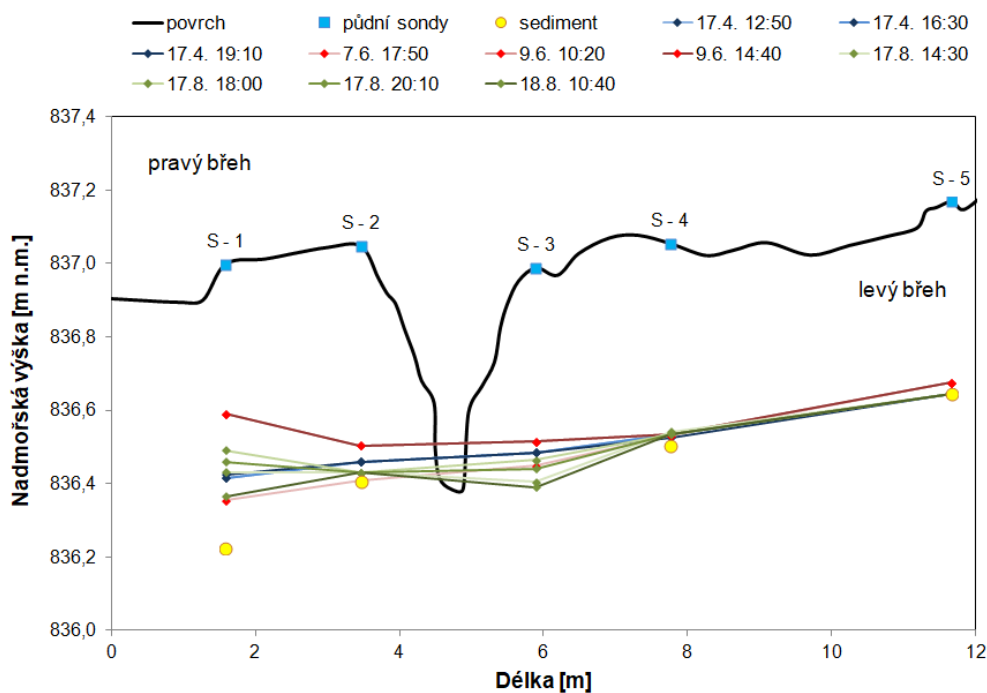


Obrázek 89 - Rozdělení kategorií protékanosti příkopů na začátku a konci epizody 3

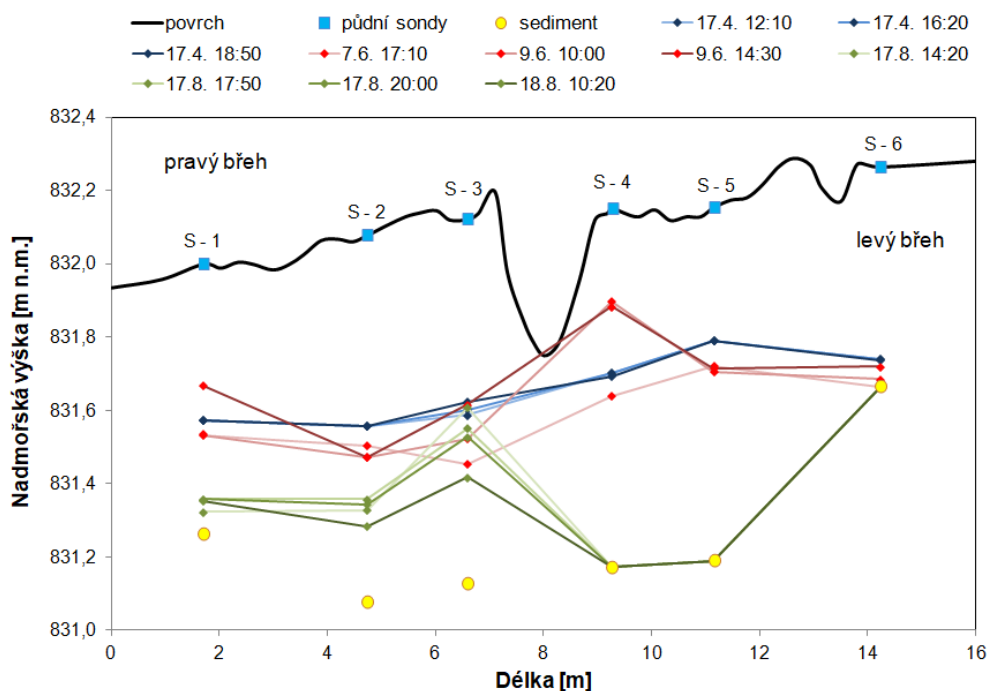
Výsledky měření výšky HPV v příčných profilech jsou graficky znázorněny na Obr. 90, Obr. 91 a Obr. 92 a číselně v Tab. 46. V profilu 1 ukazují výsledky opakovaného měření na postupný pokles HPV ve všech sondách (s výjimkou S6) po celou dobu měření. V profilu 2 je odezva pomalejší – mezi prvním a druhým měřením dochází buď ke stagnaci, nebo mírnému růstu hladiny, teprve od druhého měření hladina klesá, popř. dále stagnuje. V profilu 3 jsou tři sondy na levém břehu příkopu bez měřitelné hladiny (nachází se pod úrovní zeminy/sedimentu), v S3 hladina průběžně klesá a v S1 a S2 do druhého měření ještě mírně stoupá, poté začíná klesat.



Obrázek 90 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 1



Obrázek 91 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 2



Obrázek 92 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 3

4.6 Analýza sněhových poměrů

Výsledky ze dvou sněhoměrných kampaní 2009/10 a 2010/11 ukázaly na rozdílné podmínky pro akumulaci a tání sněhové pokrývky v obou povodích. Obě zimní sezóny byly vzhledem k sezónní výšce sněhové pokrývky nadprůměrné. Vhodnější pro hodnocení byla první sezóna 2009/10. Ve druhé sezóně se kvůli nestandardnímu průběhu zimy nepodařilo vystihnout dobu při maximální výšce sněhové pokrývky. Sněhové pokrývka se udržovala jen v prosinci a na přelomu ledna a února. V polovině ledna zcela roztála. V rámci zimy 2009/10 byly provedeny tři sněhoměrné kampaně: 22. 2. 2010 reprezentující vrchol zimní sezóny, 19. 3. 2010 reprezentující období s převažujícím odtáváním, 25. 3. 2010 reprezentující závěrečnou fázi tání sněhu (Obr. 93 a Tab. 47).

Nejvyšší hodnoty výšky sněhové pokrývky (SCE) a vodní hodnoty sněhu (SWE) byly naměřeny ve vrcholné fázi akumulace sněhové pokrývky na nezalesněných a před větrem chráněných plochách (otevřené plochy obklopené lesem). Při akumulaci sněhové pokrývky se vedle rozdílného vegetačního pokryvu mírně uplatnil i vliv vyšší nadmořské výšky v povodí Tetřivčího potoka. Obě povodí jako celek vykázaly ve vrcholné fázi akumulace sněhové pokrývky podobnou hodnotu průměrné interpolované výšky SCE a SWE. Významnější rozdíly v SCE a SWE se projevíly mezi oběma povodími v období odtávání sněhové pokrývky. Hlavní roli zde sehrál typ vegetace (Obr. 94). Zejména v nezalesněném území se výrazněji projevil i faktor expozice a velikosti sklonu svahu. Rychlejší úbytky sněhové pokrývky byly potvrzeny v lučním povodí Zbytinského potoka. V zalesněném povodí Tetřivčího potoka se zbytky sněhu udržely do dubna, kde přispěly k vyšší nasycenosti povodí v jarním období. Značný vliv lesa na pomalejší odtávání sněhové pokrývky, spojený s posunem kulminace odtoku z tání sněhu řádově o několik dní, se potvrdil i v další hodnocené sezóně.

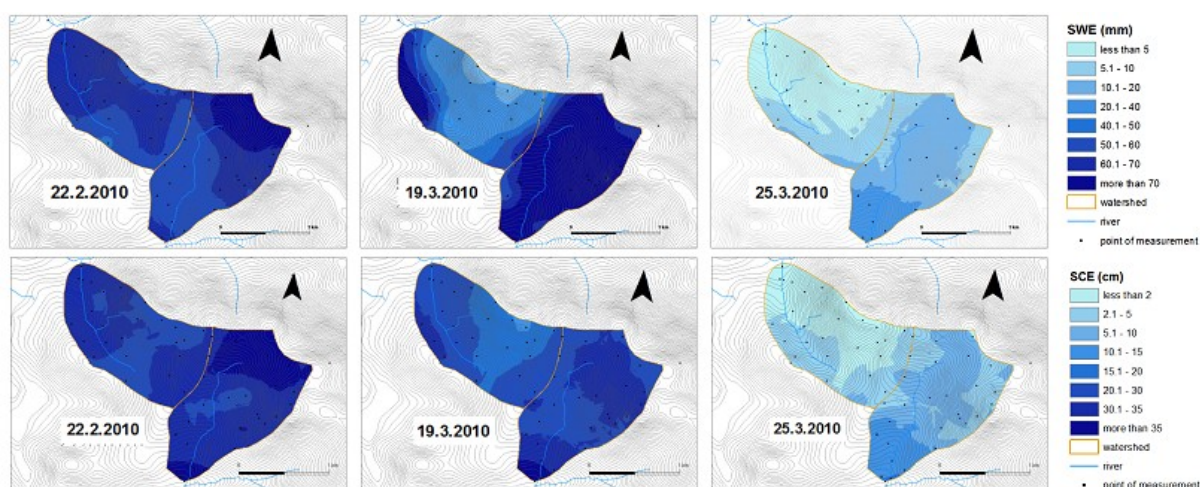
Tabulka 46 - Stav HPV v příčných profilech během epizod 2-4

		HPV [cm]									
		17.4.2015			7.6.2015	9.6.2015		17.8.2015			18.8.2015
		12:40	16:40	19:00	18:00	10:30	14:50	14:40	18:10	20:20	10:50
Profil 1	S1	49,5	49,5	49,5	60	49,5	49,5	64,5	65	65,5	66
	S2	49,5	49,5	49,5	61,5	38	40,5	54	57,5	61	74,5
	S3	39	36,5	36	49,5	28	30	48	48	49,5	52
	S4	34	30	29	57,5	20	22,5	39,5	43	45	53,5
	S5	20	17	16	40	13	14,5	31,5	32,5	33,5	37,5
	S6	26,5	24	24	44,5	21,5	23	37	35	35	37,5
	S7	15,5	13	12	24,5	6,5	7,5	17	19	20	22
	S8	10	7,5	8	20	5,5	6	22	24	25	29
	S9	13	13	13,5	22	5	5,5	25	26	28	32,5
	S10	51	51	51	70	61	57	73	73	73	73
Profil 2	S1	62	62	61	68	44,5	44,5	60,5	54,5	57,5	67
	S2	60	60	60	65	55,5	55,5	63	63	63	63
	S3	51	51	51	54,5	48	48	59	53	55,5	60,5
	S4	52	52	53	52,5	52	52	51,5	52	52	52
	S5	55	55	55	52	52	52	55	55	55	55
Profil 3	S1	45	45	45	49	49	35,5	70	66,5	66,5	67
	S2	52	52	52	57,5	60,5	60,5	75	72	73,5	79,5
	S3	54	52,5	50,5	67,5	60,5	51	52	57,5	60	71
	S4	47	47	48	53,5	27,5	29	100	100	100	100
	S5	37	37	37	44	45,5	44,5	97	97	97	97
	S6	52,5	52,5	53	61	58	54,5	60	60	60	60

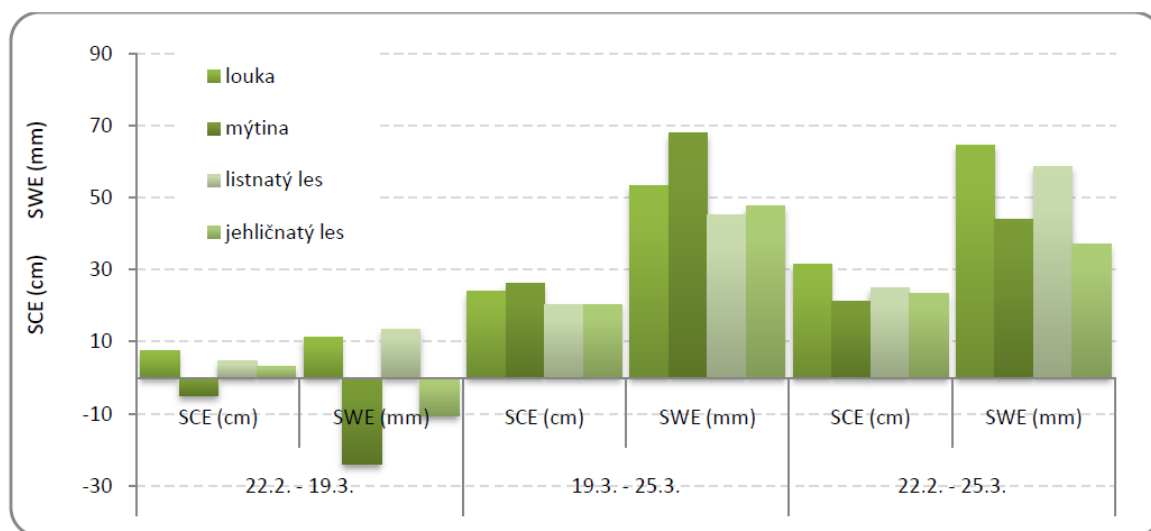
Vysvětlivky: žlutě podbarvené hodnoty znamenají, že místo HPV byla naměřena pouze úroveň sedimentu (HPV se nacházela níže)

Tabulka 47 - Naměřené hodnoty SCE a SWE pro sledovaná povodí během zimy 2009/10

Datum	Povodí	SCE [cm]			SWE [mm]		
		MIN	MAX	MEAN	MIN	MAX	MEAN
22.2.2010	ZBY	19	38	31	30	92	65
	TET	22	50	34	32	92	64
19.3.2010	ZBY	8	47	23	4	108	46
	TET	19	54	31	32	140	77
25.3.2010	ZBY	0	17	2	0	40	2
	TET	0	38	9	0	92	20



Obrázek 93 - Rozložení vodní hodnoty sněhu ve sledovaných povodích během zimy 2009/10



Obrázek 94 - Změna průměrné hodnoty SCE (cm) a SWE (mm) ve vztahu k vegetaci mezi jednotlivými měřeními v zimní sezóně 2009/2010 (Hintnaus, 2011)

5 Diskuse

Vliv odlišného krajinného pokryvu na odtokovou odezvu povodí je na mnoha lokalitách u nás i ve světě zkoumán i několik desítek let, ale přesto bývají zjištěné výsledky často nejednoznačné. Experimentální výzkum z lokality Zbytiny přináší výsledky za 11 let kontinuálního měření a sledování příčinných proměnných, které více či méně ovlivňují výslednou odtokovou odezvu. Pro posouzení vlastností obou zkoumaných hydrologických systémů a identifikaci dílčích odlišností v jejich chování je to již dostatečně dlouhá doba a některé dílčí výsledky naznačují určité zákonitosti, které lze s velkou mírou pravděpodobnosti považovat za platné. Ve srovnání s jinými experimentálními laboratoři, ať už u nás (Bíba et al., 2006; Tesař et al., 2006; (Kulasová et al., 2006) nebo ve světě (Miklánek a Pekárová, 2006; Bosch a Hewlett, 1982; Robinson et al., 2013), které fungují po celá desetiletí, na jejich provozu a výzkumných tématech se podílí mnohdy i několik týmů najednou a ze zjištěných poznatků se konstruovaly obecné teorie, je to však pořád relativně krátké období.

Kapitola Diskuse je rozdělena na několik tematických částí, přičemž každá z nich bude věnována příslušným poznatkům prezentovaným v předložené studii.

5.1 Použitá metodika a způsoby měření

Obecně je v experimentálním výzkumu kladen velký důraz na zajištění dlouhodobého monitoringu a reprezentativnost a přesnost naměřených dat. Je to rovněž jedna z největších výzev hydrologické výzkumné obce, kterou uveřejnili Blume et al. (2016). Pro sledování srážko-odtokového procesu je klíčovým předpokladem měření srážek a průtoků. Pro monitoring srážek, jako vstupní proměnné do systému povodí, je důležitá dostatečně hustá síť srážkoměrů, aby bylo v případě výpadku možné nahradit srážková data údaji z okolních stanic. V klimatických podmínkách podhůří Šumavy zůstává problémem měření srážek v chladném půlroce. Klimatická stanice Zbytiny je sice od zimy 2009/2010 vybavena pro celoroční provoz, ale přesto zde pravděpodobně dochází vinou vyvátí neroztátého sněhu ze srážkoměru a výparem srážek vlivem vyhřívání k podhodnocování srážkových úhrnů. K analýzám v chladném půlroce jsou proto stále používána denní data z nedaleké srážkoměrné stanice ČHMÚ Zbytiny-Spálenec.

Průtoky v závěrových profilech obou povodí jsou přepočteny na základě odvozeného vztahu s vodním stavem. Vodní hladina v závěrovém profilu Zbytinského potoka se vinou nerovností dlažby na dně opevněného koryta měřicího profilu projevuje mírným kolísáním hladiny, které se odráží i v záznamu vodního stavu. V obdobích, kdy se vyskytuje velká denní amplituda teplot vzduchu se v naměřených datech vyskytují jejich denní fluktuace. Podobné zkušenosti popisují ve svém příspěvku Cuevas et al. (2010). Z výsledků vyplývá, že denní fluktuace průtoků je reálným faktem, který ale může být zintenzivněn nevhodným umístěním snímače. Pro eliminaci těchto systematických odchylek bylo na stejné místo instalováno kontrolní tlakové čidlo. Systematické chyby mohou být významné v případě, pokud je cílem měření dokumentovat malé změny vodní hladiny nebo získat přesné hodnoty průtoků. Pro odhalení

nežádoucího vlivu teploty autoři doporučují minimálně otestovat závislost mezi teplotou vzduchu a vody.

Možným zdrojem chyb při hodnocení odtokových poměrů je zpravidla i nepřesná znalost vztahu mezi vodním stavem a průtokem. Problematickým bodem je extrapolace konsumpční křivky směrem k vyšším hodnotám vodních stavů. V praxi se ukázalo, že změření nejvyšších kulminačních průtoků dvou malých povodí je v těchto případech velmi obtížné. Situaci komplikuje odlehlá poloha obou povodí a současně jejich malá plocha a s ní související velmi krátká doba nástupu povodně (u krátkodobých intenzivních srážek do dvou hodin). Za 11 let pozorování se podařilo relevantně změřit i vyšší vodní stavy (40–50 cm). Pro odvození průtoků z vodních stavů překračujících tuto horní mez byla použit výpočet na základě rychlosti proudění s využitím Manningovy rovnice a odpovídající velikosti průtočné plochy (kapitola 3.3.1.1). Je zřejmé, že je to pro oblast nejvyšších průtoků určitá schematizace, která se může více či méně odchylovat ode reálných hodnot. Na druhou stranu se hodnoty nad horní mez hydrometrování vyskytovaly minimálně (pouze při kulminacích největších odtokových vln), proto není prezentované zjednodušení vnímáno autorem jako závažný nedostatek.

Všechny výše diskutované poznatky jsou důležité pro analýzu jednotlivých srážkoodtokových epizod (hydrogramu). Kromě nich je dalším úskalím stanovení ukončení fáze přímého odtoku a tedy separace podzemního odtoku. Tachecí (2002) udává, že v průběhu vlastní srážkoodtokové epizody klesá základní odtok ještě po určitý čas a zpravidla končí na vyšší úrovni, než na jaké byl na začátku srážkové události. To značí, že se na celkovém odtoku v recipientu podílí i zvýšený průsak podzemní vody. Pro separaci odtoku byla použita metoda konstantního koeficientu poklesu k (the constant- k method). Blume et al. (2007) shrnují její tři hlavní výhody oproti ostatním metodám použitým v jejich studii. Metoda je alespoň částečně založena na teoretických východiscích (lze považovat za koeficient zpoždění výtoku z lineární nádrže). Rovněž není zatížena subjektivním určením koncového bodu přímého odtoku a navíc je vhodná i pro separaci komplexních událostí s více vrcholy. Především kvůli posledním dvěma zmíněným skutečnostem byla zvolena jako vhodná pro účely této studie.

Při analýze srážko-odtokových epizod byla jako jeden z klíčových příčinných faktorů odtokové odezvy definována nasycenost povodí. Velmi často se pro vyjádření nasycenosti používá index předchozích srážek API. Tachecí (2002) upozorňuje, že použití tohoto ukazatele nemusí být vždy úplně přesné a vypovídající. Nedostatek tohoto přístupu demonstruje na srovnání situace během suchých období s vysokým výparem na jaře a v létě. Na konci května je v půdě stále ještě vysoká zásoba z tání sněhové pokrývky. Je tedy zřejmé, že i v případě suššího května, srážkově srovnatelného se srpnem, bude vlastní nasycenost povodí výrazně odlišná, kdežto podle API by byla srovnatelná. Pro účely této práce byly využity dva způsoby vyjádření nasycenosti povodí. Pro analýzu srážko-odtokových epizod byl použit 5denní index předchozích srážek (API 5), především kvůli tomu, že za celé období pozorování byly k dispozici údaje o srážkách, ale nikoli o vlhkosti půdy. Pro definici vlhkostních podmínek při analýze retence povodí byl použit index ASI (antecedent soil moisture index), který popisují Haga et al. (2005). Index kvantifikuje efekt počátečních vlhkostních podmínek v půdě a zohledňuje tedy i vliv aktuálního výparu. Na základě

dostupných měření bylo ověřeno, že mezi API 5 a ASI existuje signifikantní pozitivní závislost, byť její síla není příliš velká ($r = 0,299$).

Důležitým datovým vstupem pro stanovení aktuální evapotranspirace a hodnocení vývoje obsahu vody v půdě byl monitoring objemové půdní vlhkosti. Pro měření byl použit snímač VIRRIB, který pracuje na základě fázového posunu vlnové délky elektrického signálu (Muñoz-Carpena, 2004). Stejně jako jiné snímače má svoje výhody a nevýhody. Výhodou je jeho možnost využití v jakémkoliv půdním prostředí, levná cena a dostupný kontinuální záznam bez nutnosti obsluhy. Nevýhodou je naopak porušení půdního profilu při instalaci, snížená přesnost způsobená zkreslením generovaného signálu a maximální prahová hodnota objemové vlhkosti 50 %. Aby se minimalizovalo porušení půdního profilu, byly jednotlivé půdní vrstvy navraceny po instalaci snímačů ve stejném pořadí, v jakém byly odebírány. Kvůli docílení reprezentativnosti měření půdní vlhkosti doporučují Walker et al. (2004), aby se dodržela doba několika měsíců pro usazení půdy po jejím narušení. Ve své studii dokládají, že při použití snímače VIRRIB dochází k porušení fyzikálních vlastností půdního profilu, které může ovlivňovat půdní vlhkost, ještě 9 měsíců po instalaci. Za nejlepší způsob měření půdní vlhkosti doporučují metodu TDR (time domain reflectometry). V našich podmínkách se snímač VIRRIB používá pro měření půdní vlhkosti poměrně často, jak dokládají např. Středa et al. (2008) nebo Doležal et al. (2008).

Měření půdní vlhkosti nebylo možné z ekonomických a provozních důvodů zajistit na celé ploše povodí. Byla vybrána tři referenční stanoviště, která svými vlastnostmi představovala nejčastěji se vyskytující typy krajinného pokryvu v obou povodích. Jsem si vědom, že údaje z jedné lokality nelze brát jako relevantní pro vyjádření vlhkostních podmínek v rámci povodí. Navíc není vyloučeno, že je konkrétní stanoviště přirozenou anomálií, kterou však bez kontrolního měření není možné odhalit. Proto byly, až na jednu výjimku (výpočet indexu ASI, který byl počítán jako vážený součet dle typu krajinného pokryvu), veškeré výsledky vztaženy pouze k dané lokalitě. Přesto mohou výsledky z jednotlivých stanovišť naznačit možné projevy povodí jako celku, především s ohledem na typ daného vegetačního pokryvu.

Pro porovnání tvorby odtoku nebo retenčních vlastností dvou povodí s různým vegetačním krytem se obvykle vyhledávají povodí se stejnými vlastnostmi, např. geologickými, klimatickými, půdními, atd. (Tesař et al., 2004c; Malý, 2009). V případě pošumavských povodí je však hledání dvou „stejných“ povodí obtížné, pokud má být jediným rozdílným parametrem vegetační pokryv (McCulloch a Robinson, 1993). Obecnějším a realističtějším předpokladem je hledání rozdílů způsobených rozdílným využíváním území. V případě, že bychom se chtěli dívat na experimentální povodí z perspektivy půdotvorných faktorů, jeví se výběr obou povodí jako zcela vhodný. Všichni hlavní půdotvorní činitelé, vyjma lidské činnosti, jsou zde zastoupeni ve stejné míře. Lze tedy přepokládat, že bez antropogenního ovlivnění by se zde vyskytovaly stejné půdní typy. To, co dokázalo změnit některé půdní typy a subtypy během několika staletí, je právě změna hospodářského využití krajiny, hlavně pak meliorační zásahy snižující hladinu podzemní vody nebo ovlivňující rozsah zamokřených ploch. Uvedené transformace v krajině měly za následek změnu půdotvorných procesů (hlavně hydromorfismu) v různých částech povodí. Vliv antropogenních zásahů na tyto procesy je pak pozorovatelný přímo v půdních profilech. Přeměnou půdních horizontů

samozřejmě dochází i ke změně vodního režimu, struktury a hlavně pórového systému určujícího dominantní směr proudění půdní vody.

5.2 Vliv krajinného pokryvu na režim odtoku

Provedené analýzy poukázaly u sledovaných experimentálních povodí na odlišnosti ve srážko-odtokovém procesu. Největší rozdíly vykazují průměrné bilanční charakteristiky, kde je, ve shodě s poznatky Brownové et al. (2005), Robinsona a Dupeyrat (2005) nebo García-Ruize et al. (2008), celková roční výška odtoku nižší u zalesněného povodí, především v zimním a jarním období. Podobně jako v příspěvku Brownové et al. (2005) lze tento jev přisuzovat vyšší míře intercepce a evapotranspirace lesního, zejména jehličnatého porostu. V letním období, kdy nastává největší frekvence srážko-odtokových epizod, nejsou rozdíly v dlouhodobé bilanci tak signifikantní. Podobný jev lze pozorovat i v případě odlesnění krajiny, jak dokumentuje Zhao et al. (2012). Po provedené změně nastal ve vývoji ročních průtoků bod zvratu, kdy odtok z odlesněného povodí po změně vzrostl, zatímco v zalesněném povodí došlo k jeho snížení.

V posledních třech letech došlo k signifikantnímu zvýšení rozdílů v odtoku vody z obou povodí. Oproti dlouhodobým průměrům byl zaznamenán především pokles odtoku v lesním povodí, který trval nepřetržitě od listopadu 2015 do července 2017. Příčinu změny ve vývoji odtoku shledává autor ve změně klimatu (oteplování a vysušování), která má za následek výrazný pokles hladiny podzemní vody v lesním povodí a zvýšenou transpiraci lesa, která se projevuje odčerpáváním půdní vlhkosti z hlubších horizontů. Kromě toho má pokles obsahu vody v půdě negativní vliv na vytvoření spojitých odtokových cest v půdě. Or et al. (2013) zmiňují, že při odpařování vody z půdy se zvětšuje prostor mezi zbývajících aktivními póry, který je vyplňován půdním vzduchem. Toto narušení spojitě sítě kapilárních pórů se může negativně projevit na odtoku vody z půdní matrice. Předpokládá se, že v lučním povodí je celkový odtok v závěrovém profilu dotován drenážním odtokem z podpovrchových drenáží (Kulhavý a Čmelík, 2011), takže zde není zaznamenána žádná významná tendence odtoku. Vzhledem k tomu, že většinu odvodněné plochy tvoří půdy s vyšším stupněm oglejení, existuje zanedbatelné riziko, že by došlo k nadměrnému vysušení půdního profilu.

Analýza odtokových čar ukázala, že zalesněné povodí v málo vodných letech nadlepšuje nízké průtoky. Ve vodných letech naproti tomu vykazuje výraznější odtokové odezvy. Právě tyto výraznější odtokové odezvy z lesního povodí jsou patrně hlavní příčinou vyšší jeho variability odtoku. Tvzení o pozitivním vlivu lesního prostředí na retenci vody v suchých obdobích se objevuje i v příspěvku Válka (1962), který své výsledky publikoval již před více než 50 lety. Větší odtok z lesa během vlhkých období však již v souladu s Válkovými výsledky není. Brown et al. (2013) na základě analýzy křivek překročení uvádí, že hlavní objemová změna nastává ve vyšších odtocích, které jsou méně časté (pravděpodobnost překročení je menší než 20 %). To se vcelku očekává, protože velké průtoky budou ovlivněny jak změnami v intercepce, tak změnami v transpiraci, zatímco malé průtoky budou ovlivněny pouze změnami v transpiraci. Dále však dodává, že lesní povodí bude mít pravděpodobně větší míru intercepce než luční povodí, a proto bude mít nižší odtok při srážkových událostech (tedy v oblasti velkých průtoků). Toto tvzení opět v souladu se zjištěními v této studii není.

Pro hodnocení nízkých průtoků byla použita standardní metoda BFI (base flow index). Rozdíly mezi povodími jsou z hlediska podílu základního odtoku překvapivé. U obou povodí byla zjištěna opačná závislost (byť slabá) mezi BFI a odtokovým koeficientem. Ukazuje to na významný vliv přímého odtoku soustředěného v rámci srážko-odtokových událostí v lesním povodí. U lučního povodí naopak pozitivní závislost znamená, že i v suchých letech z něj odtéká voda hlavně ve formě základního odtoku.

Mei et al. (2014) zjistili negativní vztah mezi BFI a odtokovým koeficientem na úrovni ročních a měsíčních průtoků. Znamená to, že v suchých letech dominuje v celkovém odtoku základní odtok a ve vlhkých letech naopak přímý odtok. Na měsíční úrovni je zjištěný negativní vztah o něco slabší. Měsíce s vysokými srážkovými úhrny (červen–září) nejsou vždy charakterizovány nízkým BFI. Příčinou této diskrepance mezi ročními a měsíčními hodnotami je změna evapotranspirace. Evapotranspirační ztráty v různých letech mohou být přibližně stejné, ale mezi měsíci významně jiné. Takže ačkoli budou srážkové úhrny v červnu a září stejné, mohou vést k vysokým až středním ztrátám evapotranspirací a tím pádem k nižšímu přímému odtoku. Vliv evapotranspirace na BFI uvádí ve své studii i Birkinshaw et al. (2014). Při obnově lesa způsobuje růst stromů odpovídající nárůst evapotranspirace a změnu v BFI. Obtížnost interpretace změny BFI však spočívá v tom, že od doby výsadby lesa a postupného růstu stromů došlo i k nárůstu srážek. Proto je obtížné tyto dva činitele oddělit a definovat závěr, jak moc se na změnách odtoku a BFI podílí rostoucí les.

Pokud bychom předpokládali negativního vztahu mezi odtokovým koeficientem a BFI vzali jako obecně platný, liší se oproti němu luční povodí. Vysvětlení by se dalo opět hledat v příspěvku drenážního odtoku, který ve formě základního odtoku dotuje povrchový tok i při suchých obdobích. Vliv změny evapotranspirace na BFI je těžko prokazatelný, vzhledem k její absenci na úrovni celého povodí.

5.3 Vliv krajinného pokryvu na srážko-odtokové epizody

Poznatek o výskytu výraznějších odtokových odezev ze zalesněného povodí potvrdily rovněž i analýzy vybraných srážko-odtokových epizod. Do analýzy bylo zahrnuto celkem 125 srážkoodtokových situací různého charakteru. Za předpokladu shodných příčinných podmínek bylo pro obě sledovaná povodí definováno několik typů příčinných situací. Při porovnání vybraných parametrů hydrogramu obou povodí bylo zjištěno, že doba trvání sestupné větve odtokové vlny a tedy i celé srážko-odtokové epizody je delší u lesního povodí. Stejně tak jsou u lesního povodí větší i objem odtoku, odtokový koeficient a zpravidla i velikost kulminačního průtoku. Během výzkumu v americkém Oregonu dospěl z hlediska větší kulminace v lesním povodí k podobnému výsledku také Rothacher (1973). Výskyt větší kulminace však byl podmíněn zvýšenou nasyceností povodí, což se v případě šumavských povodí nepotvrdilo. Zde naopak byly při vyšším nasycení povodí, a během krátkodobých dešťů velké intenzity, zaznamenány větší kulminace u lučního povodí.

Hornbeck (1973) zkoumal změny objemu přímého odtoku pro významné odtokové situace v experimentálním povodí Hubbard Brook. V odlesněném povodí detekoval v letním období menší podíl přímého odtoku, což souhlasí s poznatky zjištěnými v experimentálních povodích na Šumavě. Vliv rozdílného vegetačního krytu neprokázala pro vybrané srážko-odtokové

situace studie z experimentálních povodí Modrava na Šumavě (Pavlásek et al., 2006). Kulminační průtoky v době analyzovaných epizod byly více závislé na celkovém objemu příčinných srážek než na průběhu intenzity srážek. Značná část odtoku byla spojena s pomalejší odezvou povodí na srážkovou událost, přítomnost plošného povrchového byla výjimečná. Vliv nasycenosti půd v této studii nebyl uvažován.

Obecně se má za to, že lesy snižují velikost povodňových průtoků ve srovnání s nezalesněnými povodími. Nicméně stále na toto téma existuje významná vědecká debata. Bathurst et al. (2011) tvrdí, že malé odtokové vlny jsou v lesním povodí snižovány, ale pro opravdu extrémní události dochází ke snižování rozdílů v kulminačních průtocích lesních a nelesních povodí. Obdobné zjištění bylo získáno i v experimentálních povodích. Při vzrůstající extemitě příčinných podmínek se odtoková odezva z obou povodí relativně vyrovnávala (i když v absolutních hodnotách zůstával rozdíl stejný). Poměrně výrazně se snížil procentuální rozdíl mezi objemem odtoku, odtokovým koeficientem a kulminačním průtokem. Naznačuje to, že při extrémních srážkových událostech již nehraje rozdílný charakter povodí takový vliv.

Podle Blažkové (1991) je třeba rozlišovat, zda se změnou vegetačního pokryvu došlo pouze ke změně velikosti transpirace, nebo zda se podstatně změnil mechanismus tvorby přímého odtoku. V situaci, kdy se změnila velikost transpirace jsou obvykle průkaznější změny objemu přímého odtoku, než změny kulminačních průtoků. V takovém případě se většinou nepodaří prokázat změnu tvaru hydrogramu (např. časovou změnu ve výskytu kulminací). Prokazatelnost změny objemu přímého odtoku a změny kulminačních průtoků je silně závislá na velikosti odtokových epizod, které do analýz zahrneme. Velmi často je vliv vegetace prokázán pouze u datového souboru tvořeného spíše nižšími odtokovými situacemi. Naopak v rámci datového souboru tvořeného mnohem výraznějšími odtokovými epizodami se často vliv vegetace nepodaří spolehlivě prokázat.

5.4 Vliv půdního pokryvu na odtokový proces

Z výše diskutovaných poznatků vyplývá, že krajinný pokryv nemá na krátkodobou odtokovou odezvu povodí nijak jednoznačný vliv. Proč tedy vykazuje námi sledované lesní povodí vyšší variabilitu a extemitu odtoku než převážně luční prostředí? Je zřejmé, že existují jiné faktory, které se na odtokové odezvě povodí podílejí výraznější rolí.

Určité vysvětlení rozdílné odtokové odezvy v případě námi sledovaných párových povodí bychom mohli hledat v první řadě v půdním prostředí, což potvrzuje i Hümann et al. (2011). Zmiňuje jeho prostorovou i časové heterogenitu nebo rozdílné půdní vlastnosti ovlivňující infiltraci, retenci a transport vody v půdě. Různé mechanismy transportu vody půdou mohou po dosažení plného nasycení půdního profilu vyvolat rychlý odtok, který může vést k extrémnímu prázdnění celého systému i při malých srážkách (Šanda et al., 2006; Císlarová, 2003). Tento proces popisují Tesař et al. (2004b) jako gravitačně destabilizovaného proudění. Naproti tomu v situaci, kdy je voda v půdě vázaná kapilárními silami, nevznikají výrazné odtokové vlny v reakci na srážky (Vondrka et al., 2011).

Specifické místní a půdní podmínky mají větší vliv na tvorbu odtoku a retenci vody než různý typ lesa. Fyzikální vlastnosti půd jsou jedním z rozhodujících faktorů pro zmírnění rychlého odtoku. Půdní složka tvoří důležitý parametr v hodnocení srážko-odtokového procesu. Určuje nejen množství infiltrované vody, ale také dobu jejího zadržení v půdě. Byly nalezeny nejméně dva mechanismy rychlého transportu vody půdou. Jedná se o perkolační proudění v hrubozrnné půdě, případně v jemnozrnné půdě s obsahem hydrofobních látek, nebo proudění v makropórech půdy. Oba mechanismy se uplatňují při tvorbě dešťového odtoku v horských podmínkách v ČR (Tesař et al., 2004a). O rozhodujícím vlivu půdního pokryvu a podpovrchového odtoku na iniciaci odtokové události reportují i další autoři (Vondrka, 2013; Tachecí, 2002).

Při analýze vývoje vlhkostí půdy v průběhu srážko-odtokových událostí byla zaznamenána větší variabilita změn vlhkostí na lesním stanovišti. Podle popsáných modelů proudění vody v půdě pravděpodobně dochází v půdním profilu k časté redistribuci pórů a výtokům vody prostřednictvím makropórů a preferenčního proudění do hlubších horizontů. Tento předpoklad by však bylo nutné ověřit i na dalších stanovištích s podobnými půdními podmínkami. V případě lučních stanovišť je naopak detekována větší homogenita rozložení vlhkosti v půdním profilu. Obecně se dá říci, že čím vlhčí existovaly počáteční podmínky na stanovišti, tím větší nárůst vlhkosti byla zjištěn. V případě nenasyceného půdního profilu (během suchých podmínek) byl nejpravděpodobnějším počátečním mechanismem přenosu vlhkosti difúzní transport v půdní matici, kde však častokrát došlo pouze ke zvlhčení svrchní vrstvy půdního profilu bez další propagace do hlubších horizontů.

Při tvorbě odtoku se v závislosti na okamžité nasycenosti povodí může uplatňovat vedle většího zastoupení půd s nízkou hydraulickou vodivostí i větší rozsah zamokřených ploch v zalesněném povodí. U hydromorfních půd může hladina podzemní vody hrát důležitou úlohu především v místech, kdy se téměř po celý rok drží blízko povrchu a vytváří tím minimální prostor pro retenci (Boorman et al., 1995; Evans et al., 1999; Vlček et al., 2012). Rozsah hydromorfních půd je jedním z důležitých vstupních parametrů pro hydrologické modely simulující srážko-odtokové procesy v povodích ovlivněných zvýšenou hladinou podzemní vody. Kulasová et al. (2014b) vyvinuli metodu využívající výskyt rostlinných společenství k identifikaci zamokřených ploch. Vegetace nám ukazuje nějaký dlouhodobý hydrologický stav, ale dokážeme podle ní identifikovat i změny a trendy v místních podmínkách (sušších nebo vlhčích), které mohou být způsobeny přirozenou variabilitou nebo antropogenním ovlivněním.

5.5 Retenční kapacita půd

Retenční potenciál obou povodí je ovlivňován zejména půdním typem, konfigurací terénu (sklonitostí) a krajinným pokryvem. V reálných podmínkách se však retence povodí významně mění. Pro akumulaci vody (tj. dlouhodobé zadržení) jsou nejvhodnější hydromorfní půdy. Z hlediska retence (tj. krátkodobého zadržení) však jejich potenciál výrazně klesá (vhodné pouze v období sucha). Hydromorfní půdy jsou po většinu roku nasyceny vodou, a tudíž jsou nevhodné pro infiltraci a zdržení větších srážek. Do této kategorie spadají i stagnogleje a pseudogleje. Tyto půdy se však v povodí Zbytinského potoka neprojevily z hlediska aktuální retence příliš negativně. Důvodem může být meliorační

systém, který může změnit stagno(pseudo)-glejový půdotvorný proces a nastartovat proces jiný.

Vypočtené hodnoty retenční kapacity povodí jsou významně větší než hodnoty uváděné v podobně zaměřených studiích (Švihla et al., 2006; Eliáš, et al., 2002; Tesař et al., 2001; Lichner et al., 2004). Jako vysvětlení se nabízí použití jiné metody výpočtu, případně různá velikost disponibilního prostoru v půdě pro infiltraci srážkové vody daná hloubkou půdního profilu.

Z výsledků všeobecně vyplývá, že větší aktuální retenční schopnost má povodí Zbytinského potoka. Tento fakt lze, kromě výše zmíněného podpovrchového odvodnění, přičíst většímu zastoupení půdních ploch, kde dochází k hloubkové perkolaci (Boorman et al., 1995), v tomto případě kambizemí modálních na plochých rozvodích. Nižší retenční schopnost povodí Tetřívčího potoka se naopak projevuje díky většímu množství zamokřených ploch. Tyto plochy jsou náchylné k rychlému povrchovému odtoku (Scherrer a Naef, 2003). Provedená analýza potvrdila negativní vliv hydromorfních půd na retenci povodí a prokázala potenciálně větší riziko lesního povodí při vzniku významné odtokové události.

Obecně se během srážkových epizod může voda v povodí zadržovat buď v mikrodepresích na povrchu nebo v půdě či hlubších zvodních. To může být určitě jeden z důvodů delší doby trvání sestupné větve a doby koncentrace během odtokových událostí v lesním povodí. Právě vlastnosti půdy a jejího povrchu určují rychlost infiltrace a směr proudění půdní vody. I když jsou srážky rozhodujícím faktorem pro odtokovou odezvu obou povodí, jejich transformace na odtok v čase je závislá na prostředí, kterým se pohybují. V povodí Tetřívčího potoka bylo prokázáno, že je odtok z povodí více determinován zásobou vody v půdě, která bývá zpravidla větší než u Zbytinského potoka.

5.6 Vliv odvodnění

Obě povodí mají téměř stejné půdotvorné faktory, čímž se u nich dají očekávat velmi podobné hydropedologické vlastnosti. Jediným rozdílným faktorem je antropogenní ovlivnění, kdy se projevila nejen změna lesního porostu na pole, louky a pastviny, ale hlavně hydromeliorační zásahy během posledních sto let. Právě meliorační opatření způsobila zmenšení zamokřených ploch, transformace půdních horizontů, s čímž souvisí i změna infiltračních tras a rychlostí. Zatímco v zalesněném povodí Tetřívčího potoka se budovala síť povrchových odvodňovacích příkopů, v lučním povodí Zbytinského potoka došlo k instalaci podpovrchové trubkové drenážní sítě a zaorání mezí a malých stružek.

Umělé zásahy, jakým je typicky právě budování sítě odvodňovacích příkopů, mohou však charakter odtoku z lesního prostředí do značné míry změnit. Poměrně důkladně se tímto tématem zabývají studie ze skandinávských zemí, kde je lesnictví velmi významným oborem. V rámci České republiky je jednou z výzkumných lokalit např. povodí U Dvou louček v Orlických horách. Veškeré studie uvedené v této práci využívají pro zhodnocení vlivu odvodňovacích příkopů metodu párového nebo srovnávacího povodí. Ani jednu z metod nebylo možné aplikovat v rámci experimentálních povodí. Jednak z důvodu toho, že je zde odvodňovací síť již vybudována řadu desetiletí a jednak kvůli tomu, že v každém z povodí je

charakter odvodnění jiný. Konkrétní vliv příkopů na odtok se projevil v poklesu hladiny podzemní vody v jejich těsné blízkosti. S rostoucí vzdáleností od koryta povrchového příkopu však již pokles podzemní vody zaznamenán nebyl. Z provedených experimentálních měření lze usuzovat, že odvodňovací příkop drénuje pouze plošný pás, který těsně přimyká k danému příkopu. Zároveň je odvodňovací schopnost závislá na aktuální poloze hladiny podzemní vody. V případě, že je položena níže než je dno povrchového příkopu, drenážní odtok neprobíhá. Většina autorů popisuje všeobecně dva hlavní důsledky odvodnění, a sice buď snížení odtoku díky navýšení retenční kapacity, nebo naopak navýšení odtoku kvůli zvýšené hustotě hydrografické sítě. Z dostupných výsledků lze soudit, že při vyšších průtocích je odtok z lesního povodí vlivem příkopů spíše navyšován. Se vzrůstajícím průtokem v hlavním toku se zvyšuje i podíl průtoku v příkopech na celkovém odtoku, zatímco bez jejich přítomnosti by se pravděpodobně uplatňoval převážně jen základní odtok. Na druhou stranu je třeba si uvědomit, že bez povrchové drenáže by se pravděpodobně v povodí vyskytovalo více zamokřených ploch (a všeobecně vyšší hladina podzemní vody), mohlo by tak v rámci odtokových událostí snadněji docházet k přímému odtoku vlivem nižší retenční kapacity. Celkový odtok by mohl být nakonec oproti naměřeným hodnotám ještě vyšší.

Blanc et al. (2012) či Iritz et al. (1994) při hodnocení vlivu příkopů na odtok upozorňují na význam parametru nasycenosti povodí. Iritz et al. (1994) uvádí, že existuje pozitivní závislost mezi hladinou podzemní vody a průtokem v odvodňovacích příkopech. Obdobně výsledky měření v povodí TET v rámci epizody 2 ukázaly, že při nadprůměrné (nikoliv extrémní) nasycenosti, reagují příkopy i na zcela minimální úhrn srážek velmi rychlým zvýšením průtoku. Naopak při epizodě 4, kdy byla nasycenost povodí velmi nízká, zůstala na konci epizody srážka s podobně malým úhrnem (cca 1 mm) zcela bez odezvy. Robinson (1986) či Černohous (2006) zjistili rozdílné vlivy odvodnění v závislosti na růstové fázi lesního porostu. K nejvyššímu navýšení průtoku (zejména maximálních) dochází podle nich v prvních pěti letech, s postupným odrůstáním lesa pak hodnoty celkového i maximálního průtoku opět klesají. V povodí TET si lze všimnout, že příkopy, kolem kterých se nachází starší smrkové lesy vysázené v době vzniku odvodnění, jsou ve většině případů suché či vlhké, s výjimkou těch, jež jsou permanentně napájeny z nějakého vývěru či prameniště. Lze tak předpokládat, že kanály na těchto místech postupně ztrácí svou funkci, stejně jako ve výše uvedených studiích. Tento předpoklad ale nelze doložit určením odtoku v kanálech v době jejich vzniku. Autoři rovněž upozorňují na ztrátu funkčnosti kanálů kvůli jejich zanášení sedimentem či zarůstání vegetací, tento jev je patrný i v povodí TET, zejména na plochách s travním porostem. V několika případech se kolem takových kanálů nachází drobné zamokřené plochy.

Rovněž neobjasněná zůstává funkce podpovrchového trubkového odvodnění ve ZBY z hlediska jeho příspěvku k rychlosti a velikosti odtoku. V předchozích kapitolách byly zmíněné některé možné projevy podpovrchového odvodnění, především ve vztahu příspěvku drenážního odtoku na celkovém odtoku v sušších obdobích. Odvodnění zároveň vytváří podmínky pro rychlý odtok nadbytečného množství vody z půdních gravitačních pórů. Podpora infiltrace a retence srážek v půdním profilu má kladné dopady na tvorbu odtoku. Za pomoci infiltrace srážek je převáděn povrchový odtok na odtok podpovrchový, a tím

zabraňuje nebezpečnému soustředěnému odtoku způsobujícímu erozi půdy. Zároveň retence části srážek snižuje maxima vyšších průtokových vln Černohous (2006).

5.7 Vliv sněhové pokrývky

Monitoring sněhové pokrývky probíhal na povodí pouze ve dvou zimních sezónách po sobě v letech 2009–2011. Pozitivní bylo, že v obou sezónách byly v experimentálních povodích sněhové podmínky poměrně příznivé a sněhová pokrývka byla přítomna téměř celé pozorované období (vyjma ledna 2011, kdy došlo k jejímu celkovému roztátí). Bohužel není možné na základě dvou nekompletních sezón stanovit nějaké jednoznačné závěry, proto jsou uvedena zjištění spíše předpokladem, který je však potvrzován z experimentálních výzkumů v jiných oblastech.

Dominantním faktorem ovlivňujícím akumulaci a tání sněhové pokrývky je vegetační pokryv, který je dán charakterem území, zejména malou rozlohou a nízkou výškovou členitostí. Z tohoto důvodu se výrazněji neprojeví ostatní faktory jako např. nadmořská výška, sklonitost, expozice nebo větrné proudění. Je zřejmé, že se ostatní geografické faktory určující prostorovou variabilitu ovlivňují navzájem, s vyšší intenzitou na nezalesněných plochách.

Rozdílnou intenzitu akumulace a tání sněhové pokrývky v různých typech vegetačního pokryvu potvrzují poznatky z českých i zahraničních studií. Kantor et al. (2007) ve své práci porovnávají sněhovou pokrývku v listnatém a v jehličnatém lese. Z jeho výsledků jsou v období akumulace velmi malé rozdíly mezi těmito typy pokryvu, v období tání se liší rychlost tání v listnatém a jehličnatém lese, což koresponduje s rozdíly v jehličnatém a listnatém lese v této práci. Pobříšlová a Kulasová (2000) poukazují na efekt vegetačního krytu a expozice svahů, které mohou způsobit velmi značné rozdíly a překrýt tak vliv menších rozdílů v nadmořské výšce. Výsledky jejich práce uvádějí, že na mýtinách dochází k rychlejšímu tání než v lese, což je však v rozporu s výsledky této práce. Tento fakt poukazuje na nejasné typologické zařazení mýtin, které je do jisté míry ovlivněno subjektivním výběrem autora. Pobříšlová a Kulasová (2000) vnímají mýtiny jako otevřené plochy, zatímco v této práci mají charakter nezalesněného, vykáceného území původního lesa, chráněného před prouděním větru. Tentýž popis mýtin bychom našli např. v pracích Podzimka (2009) nebo Pevné (2010). Diskutabilní jsou ovšem plochy vyskytující se na rozhraní louka-les. Svojí polohou odpovídají spíše loukám, i když jsou chráněny před větrem a slunečním zářením. Zároveň však u mýtin větší rozlohy nemusí docházet k zastínění a ochrana před větrem je menší než u mýtin menší rozlohy.

Hříbík a Škvarenina (2007) se zabývali monitoringem vlivu nadmořské výšky, lesního porostu, expozice a různého typu počasí na hydrofyzikální vlastnosti sněhové pokrývky. V různém typu pokryvu se ukazují vyšší hodnoty výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu na volné ploše. Ve smrkovém lese je vyšší vodní hodnota sněhu, než v listnatém lese v oceánském typu podnebí. Kontinentální typ podnebí ovšem ukazuje, že vodní hodnota může být až do vrcholu zimy vyšší v listnatém lese. Z uvedených poznatků je zřejmé, že se na mocnosti sněhové pokrývky a velikosti vodní hodnoty sněhu v každé sezóně výrazně projevuje charakter klimatu.

6 Závěr

Experimentální výzkum v párových povodích Zbytiny probíhá nepřetržitě již 12 let. Za tu dobu bylo provedeno ohromné množství terénních měření, odběrů vzorků nebo laboratorních vyhodnocení a napsáno nespočet řádků textu. Předložená studie přináší souhrnné poznatky za celé období pozorování a vysvětluje působení co nejširšího spektra příčinných faktorů na odtokovou odezvu obou povodí. Původní záměr, sledovat změny odtoku ovlivněné především krajinným pokryvem, se postupem času vyvinul v detailní a komplexní poznání obou povodí i z jiných hledisek. Za zásadní příspěvek k pochopení odtokového procesu v povodí je chápán detailní pedologický průzkum, který odhalil na první pohled neviditelné, ale pro vývoj odtoku klíčové vlastnosti půdy.

Hlavní cíl studie, tedy zhodnocení odezvy odtoku na srážky ve dvojici experimentálních povodích, byl naplněn. Zhodnocení se postupně věnuje všem dílčím otázkám a výzkumným hypotézám, které byly vytyčeny na úvod této práce. Mezi oběma povodími existují signifikantní rozdíly v odtokové výšce, resp. odtokovém koeficientu. V posledních třech letech klesá odtok z lesního povodí, což je pravděpodobně způsobeno klimatickou změnou (zvýšenou intenzitou sucha) ovlivňující míru evapotranspirace a přítomnost spojitých odtokových cest v půdě. Je zjevné, že větší variabilita průtoků je zaznamenána v lesním povodí.

Změny aktuální evapotranspirace byly sledovány na třech referenčních lokalitách s odlišným krajinným pokryvem (les, přirozená louka, odvodněná louka). Nejnižší ztráta evapotranspirací byly detekována na odvodněné louce. Pravděpodobně to souvisí s výskytem podpovrchového odvodňovacího systému, který odebírá část půdní vody prostřednictvím drenážního odtoku. Měsíční chod evapotranspirace během teplého půlroku je nejvíce odlišný na přirozené louce. Vysoké hodnoty evapotranspirace se udržují po celé léto až do srpna, kdy dochází k prudkému poklesu. Předpokládá se, že pokles má souvislost s pravidelnou sečí, po níž rostliny ztrácí většinu své hmoty, prostřednictvím níž mohou transpirovat.

Největší vliv na charakter odtoku u krátkodobých srážko-odtokových epizod má velikost srážky následovaná nasyceností povodí a intenzitou srážky. V lesním povodí je bez ohledu na typ příčinné situace signifikantně delší doba poklesové větve hydrogramu. Zároveň odtéká z lesního povodí během epizody větší množství přímého odtoku. Kulminační průtok z povodí závisí často na předcházející nasycenosti povodí. V případě epizod s nižší nasyceností dosahuje větších kulminací lesní povodí. Při epizodách s vyšší nasyceností se kulminační průtoky vyrovnávají, ale v kombinaci s velkou intenzitou srážek je větší kulminační průtok detekován u lučního povodí. Půda hraje při transformaci srážky na odtok zásadní roli. Během srážkové události dochází k postupnému plnění půdních pórů vodou a při dosažení stavu nasycení odtéká většinou ve formě rychlého podpovrchového odtoku pryč. V lesní půdě dochází během epizod k častým výtokům vody do hlubších horizontů. To je přikládáno vlivu makropórů a výskytu preferenčního proudění. U lučních stanovišť je nejvíce zvlhčena svrchní vrstva půdy, od které se, voda dále propaguje do hloubky. Závisí samozřejmě i na velikosti deště. Při menších a slabších srážkách zůstane čelo zvlhčení poměrně nízko pod povrchem.

Bez ohledu na příčinné podmínky byla vyšší retenční kapacita zjištěna vždy v lučním povodí, přičemž zjištěné odchylky jsou statisticky významné. Příčinou může být především jiné zastoupení půdních typů se zcela odlišnými retenčními vlastnostmi a ovlivnění retenční kapacity polohou hladiny podzemní vody. Lze vysledovat, že s nárůstem sucha se rozdíly v retenční kapacitě mírně zvětšují. To poukazuje na skutečnost, že se luční povodí vysušuje o něco rychleji.

Hodnocení vlivu povrchových příkopů v lesním povodí prokázalo, že se s rostoucím průtokem v hlavním toku roste podíl průtoků, který generují povrchové příkopy. Analýza rovněž ukázala, že podíl nezapojených příkopů s rostoucím průtokem v lesním povodí klesá a podíl zapojených naopak stoupá. Odvodňovací příkopy mají vliv na pokles hladiny podzemní vody pouze v úzkém pásu podél jejich trasy. Se zvětšující se vzdáleností od příkopu ovlivnění hladiny podzemní vody zjištěno nebylo.

Nejvyšší hodnoty výšky sněhové pokrývky a vodní hodnoty sněhu byly naměřeny ve vrcholné fázi akumulace sněhové pokrývky na nezalesněných a před větrem chráněných plochách (otevřené plochy obklopené lesem). Významné rozdíly ve výšce sněhové pokrývky a vodní hodnotě sněhu se mezi oběma povodími projevily v období tání. Hlavní příčinou rozdílů byl typ vegetačního pokryvu. Rychlejší úbytky sněhové pokrývky byly potvrzeny v lučním povodí.

Uvedené poznatky s sebou přináší i nové podněty pro další témata a zároveň poukazují na oblasti, kde by stálo za to výzkum ještě prohloubit. Autor se domnívá, že potenciál experimentálních povodí Zbytiny ještě není rozhodně vyčerpán. Samotná předložená práce dokládá, že je položen pevný základ, na který se dá v budoucnosti navazovat.

7 Citovaná literatura

- Andréassian, V. 2004.** Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*. 2004, 291, stránky 1–27.
- Archer, D.R. a Newson, M. 2002.** The use of indices of flow variability in assessing the hydrological and instream habitat impacts of upland afforestation and drainage. *Journal of Hydrology*. 2002, 268, stránky 244–258.
- Baker, D.B. 2004.** A new flashiness index: characteristics and applications to midwestern rivers and streams. *Journal of the American Water Resources Association*. 2004, 40(2), stránky 503–522.
- Balek, J. 2006.** Malá povodí jako trvalý zdroj informací. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 96–105.
- Bartůňková, K. 2011.** Vliv lesních disturbancí na dynamiku odtoku v oblasti centrální Šumavy. PŘF UK. Praha : PŘF UK, 2011. str. 116, Diplomová práce.
- Bathurst, J.C., Iroumé, A., Cisneros, F., Fallas, J., Iturraspe, R., Novillo, M.G., Urciuolo, A., de Bièvre, B., Guerrero Borges, V., Coello, C., Cisneros, P., Gayoso, J., Miranda, M., Ramírez, M. 2011.** Forest impact on floods due to extreme rainfall and snowmelt in four Latin American environments 1: Field data analysis. *Journal of Hydrology*. 2011, 400, stránky 281–291.
- Bear, J. 1971.** *Dynamics of fluids in porous media*. New York : American Elsevier Publish Company, 1971. str. 763.
- Bernsteinová, J., Bässler, C., Zimmermann, L., Langhammer, J., Beudert, B. 2015.** Changes in runoff in two neighbouring catchments in the Bohemian Forest related to climate and land cover changes. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2015, 63(4), stránky 342–352.
- Betson, R.P. 1964.** What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*. 1964, 69(8), stránky 1541–1552.
- Beven, K.J. 2002.** *Rainfall-Runoff modelling. The Primer*. London : John Wiley & Sons, 2002. str. 372.
- Bíba, M., Chlebek, A., Jařabáč, M., Jiřík, J. 2001.** Les a voda – 45 let trvání vodohospodářského výzkumu v Beskydech. *Zprávy lesnického výzkumu*. 2001, 46(4), stránky 231–236.
- Bíba, M., Oceánská, Z., Vícha, Z., Jařabáč, M. 2006.** Lesnicko-hydrologický výzkum v beskydských experimentálních povodích. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 113–122.

- Birkinshaw, S.J., Bathurst, J.C. a Robinson, M. 2014.** 45 years of non-stationary hydrology over a forest plantation growth cycle, Coalburn catchment, Northern England. *Journal of Hydrology*. 2014, 519, stránky 559–573.
- Blanc, J., Arthur, S., Wright, G., Beevers, L. 2012.** *Natural flood management (NFM) knowledge system: Part 3 - The effect of land drainage on flood risk and farming practice*. Heriot-Watt University. Aberdeen : CREW, 2012. str. 34, Final Report.
- Blažková, Š. 1991.** Zhodnocení světových zkušeností s vlivem odlesnění na povodňový odtok z deště. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 1991, 39(1), stránky 69–94.
- Blume, T., van Meerveld, I. a Weiler, M. 2016.** The role of experimental work in hydrological sciences – insights from a community survey. *Hydrological Sciences Journal*. 2016, 62(3), stránky 334–337.
- Blume, T., Zehe, E. a Bronstert, A. 2007.** Rainfall—runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. *Hydrological Sciences Journal*. 2007, 52(5), stránky 843–862.
- Boorman, D.B., Hollis, J.M. a Lilly, A. 1995.** *Hydrology of soil types: a hydrologically-based classification of the soils of the United Kingdom*. Oxfordshire : Institute of Hydrology, 1995. str. 137.
- Bosch, J.M. a Hewlett, J.D. 1982.** A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*. 1982, 55, stránky 3–23.
- Brechtel, H.M. 1984.** *Möglichkeiten und Grenzen einer Steuerung der Schneeansammlung und Schneeschmelz durch forstliche Massnahmen*. Hann. Münden : autor neznámý, 1984. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. stránky 96–99.
- Bronstert, A., Niehoff, D. a Bürger, G. 2002.** Effects of climate and land-use change on storm runoff generation: present knowledge and modelling capabilities. *Hydrological Processes*. 2002, 16(2), stránky 509–529.
- Brown, A.E., Zhang, L., McMahon, T.A., Western, A.W., Vertessy, R.A. 2005.** A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*. 2005, 310, stránky 28–61.
- Brown, A.E., Western, A.W., McMahon, T.A., Zhang, L. 2013.** Impact of forest cover changes on annual streamflow and flow duration curves. *Journal of Hydrology*. 2013, 483, stránky 39–50.
- Camorani, G., Castellarin, A. a Brath, A. 2005.** Effects of land-use changes on the hydrologic response of reclamation systems. *Physics and Chemistry of the Earth*. 2005, 30, stránky 561–574.

Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefabregas, J. 2001. Hydrological and erosion response of badlands system in semiarid SE Spain. *Journal of Hydrology*. 2001, 252, stránky 65–84.

Císlerová, M. 2005. *Vadózni zóna a modelování odtoku z povodí*. Bratislava : Slovenský výbor pro hydrológiu a Český výbor pro hydrologii, 2005. Hydrologické dni 2005. stránky 123–129. ISBN 80-88907-53-5.

Císlerová, M. 2003. *Preferenční proudění ve vadózni zóně a formování hydrogramu odtoku*. [editor] M. Šír, L. Lichner a M. Tesař. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AVČR, 2003. Hydrologie půdy v malém povodí. stránky 103–109.

Croke, B. F. W. a Jakeman, A. J. 2001. Predictions in catchment hydrology: an Australian perspective. *Marine and Freshwater Research*. 2001, 52, stránky 65–79.

Cuevas, J.G., Calvo, M., Little, CH., Pino, M., Dassori, P. 2010. Are diurnal fluctuations in streamflow real? *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2010, 58(3), stránky 149–162.

Czelis, R. a Spitz, P. 2003. Retence vody v povodí při povodních. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2003, 4(2), stránky 233–241.

Černohous, V., Švihla, V., Šach, F., Kantor, P. 2012. *Metodické postupy úpravy vodního režimu lesních půd*. Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti. Strnady : Výzkumný ústav lesního hospodářství a myslivosti, 2012. str. 36, Certifikovaná metodika. ISBN 978-80-7417-050-8.

Černohous, V. 2006. *Vliv hydromelioračního zásahu na odtok vody z lesního povodí*. [editor] A. Jurásek, J. Novák a M. Slodičák. Opočno : VÚLHM, 2006. Stabilizace funkcí lesa v biotopech narušených antropogenní činností v měnících se podmínkách prostředí. stránky 545–557.

DeWalle, D.R. a Rango, A. 2008. *Principles of snow hydrology*. Cambridge : Cambridge University Press, 2008. str. 410. ISBN: 05-21823-62-5.

Dingman, S.L. 2015. *Physical Hydrology*. Long Grove : Waveland Press Inc., 2015. str. 643. ISBN: 978-1478611189.

Doležal, F., Litschmann, T., Kučera, J., Peterkrková, J., Zavadil, J., Vacek, J., Pražák, P., Pilná, E., Bayer, T., Nechvátal, M. 2008. Field and Laboratory ad hoc Calibrations of Virrib and ThetaProbe Dielectric Sensors for Soil Moisture Measurements. *Soil and Water Research*. 2008, 3(4), stránky 199–214.

Dunn, S.M. a Mackay, R. 1996. Modelling the hydrological impacts of open ditch drainage. *Journal of Hydrology*. 1996, 179, stránky 37–66.

Eliáš, V., Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O. 2002. *Stabilita a extremalizace hydrologického cyklu pramenných oblastí*. [editor] A. Patera. Praha : Fakulta stavební ČVUT v Praze a Česká

vědeckotechnická vodohospodářská společnost, 2002. Povodně: prognózy, vodní toky a krajina. stránky 363–385.

Engler, A. 1919. *Untersuchungen über den Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer.* Schweizerische Zentralanstalt für das Forstliche Versuchswesen. Zürich : Schweizerische Zentralanstalt für das Forstliche Versuchswesen, 1919. str. 625, Mitteilungen der Schweizerischen Zentralanstalt für das forstliche Versuchswesen.

Evans, M.G., Burt, T.P., Holden, J., Adamson, J.K. 1999. Runoff generation and water table fluctuations in blanket peat: evidence from UK data spanning the dry summer of 1995. *Journal of Hydrology*. 1999, 221, stránky 141–160.

Fohrer, N., Haverkamp, S., Eckhardt, K., Frede, H.-G. 2001. Hydrologic Response to Land Use Changes on the Catchment Scale. *Physics and Chemistry of the Earth*. 2001, 26(7–8), stránky 577–582.

Gálhidy, L., Mihók, B., Hagyó, A., Rajkai, K., Standovár, T. 2006. Effects of gap size and associated changes in light and soil moisture on the understorey vegetation of a Hungarian beech forest. *Plant Ecology*. 2006, 183(1), stránky 133–145.

García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J. 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. *Journal of Hydrology*. 2008, 356, stránky 245–260.

Gerke, K.M., Sidle, R.C. a Mallants, D. 2015. Preferential flow mechanisms identified from staining experiments in forested hillslopes. *Hydrological Processes*. 2015, 29(21), stránky 4562–4578.

Graham, CH.B., Woods, R.A. a McDonnell, J.J. 2010. Hillslope threshold response to rainfall: (1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*. 2010, 393, stránky 65–76.

Guillemette, F., Plamondon, A.P., Prévost, M., Lévesque, D. 2005. Rainfall generated stormflow response to clearcutting a boreal forest: peak flow comparison with 50 world-wide basin studies. *Journal of Hydrology*. 2005, 302, stránky 137–153.

Haga, H., Matsumoto, Y., Matsutani, J., Fujita, M., Nishida, K., Sakamoto, Y. 2005. Flow paths, rainfall properties, and antecedent soil moisture controlling lags to peak discharge in a granitic unchanneled catchment. *Water Resources Research*. 2005, 41(12), str. 14.

Hewlett, J.D. a Hibbert, A.R. 1967. *Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas.* [editor] W.E. Sopper a H.W. Lull. New York : Pergamon Press, 1967. Forest hydrology. stránky 275–290.

Hewlett, J.D. a Nutter, W.L. 1970. *The varying source area of streamflow from upland basins.* New York : ASCE, 1970. Proceedings of the Symposium on Interdisciplinary Aspects of Watershed Management. stránky 65–83.

- Hibbert, A.R. 1967.** *Forest treatment effects on water yield*. [editor] W.E. Sopper a H.W. Lull. Oxford : Pergamon Press, 1967. International Symposium on Forest Hydrology. stránky 527–543.
- Hintnaus, I. 2011.** *Vliv sněhové pokrývky v zalesněném a nezalesněném prostředí na odtok vody z povodí*. České Budějovice : PřF UK, 2011. str. 143, Diplomová práce.
- Hintnaus, I. 2008.** *Změny ve vývoji krajiny v povodí horní Blanice*. Praha : PřF UK, 2008. str. 59, Bakalářská práce.
- Hlaváčiková, H. a Novák, V. 2015.** *Vplyv skeletnatosti lesnej horskej pôdy na jej retenčnú kapacitu*. Bratislava : Výskumný ústav vodného hospodárstva, 2015. Manažment povodí a povodňových rizík 2015 a Hydrologické dni 2015. str. 8. ISBN 978-80-89740-06-2.
- Hlaváčiková, H., Novák, V. a Holko, L. 2015.** On the role of rock fragments and initial soil water content in the potential subsurface runoff formation. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2015, 63(1), stránky 71–81.
- Hlavčová, K., Holko, L. a Szolgay, J. 2001.** Tvorba a modelovanie odtoku na svahoch a z malých povodí. *Životne prostredie*. 2001, 35(3), stránky 126–132.
- Holko, L., Kostka, Z. 2003.** *K tvorbe odtoku v horských povodiach*. [editor] Ľubomír Lichner, Miroslav Tesař Miloslav Šír. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AVČR, 2003, Hydrologie půdy v malém povodí, stránky 141–150. ISBN 80-02-01586-X.
- Hornbeck, J.W. 1973.** Storm flow from hardwood-forested and cleared watersheds in New Hampshire. *Water Resources Research*. 1973, 9, stránky 346–354.
- Horton, R.E. 1933.** The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions of the AGU*. 1933, 14(1), stránky 446–460.
- Hríbik, M. a Škvarenina, J. 2007.** *Vplyv ihličnatého a listnatého lesa v rastovej fáze žrdoviny na vytváranie snehových zásob*. Zvolen : Technická univerzita Zvolen, 2007. Sborník příspěvků ze semináře „12. Stretnutie snehárov”. stránky 88–98.
- Huber, A. a Iroumé, A. 2001.** Variability of annual rainfall partitioning for different sites and forest covers in Chile. *Journal of Hydrology*. 2001, 248, stránky 78–92.
- Hümann, M., Schüller, G., Müller, CH., Schneider, R., Johst, M., Caspari, T. 2011.** Identification of runoff processes – The impact of different forest types and soil properties on runoff formation and floods. *Journal of Hydrology*. 2011, 409, stránky 637–649.
- Chlebek, A. a Jařabáč, M. 1988.** Důsledky porostních obnov na odtok vody z beskydských experimentálních povodí. *Zprávy lesnického výzkumu*. 1988, 4, stránky 7–12.
- Chlebek, A., Jařabáč, M. a A., Hošek. 1997.** Dlouhodobé odtoky z malých lesnatých povodí. *Zpravodaj Beskydy*. 1997, 8, stránky 51–56.

- Imbeck, H. 1984.** *Schneeverteilung und Schneedeckenentwicklung in einem subalpinen Fichtenwald am Nordhang*. Hann. Münden : autor neznámý, 1984. Schneehydrologische Forschung in Mitteleuropa. stránky 78–81.
- Institute of Hydrology, kolektiv autorů. 1980.** *Low Flow Studies report*. Wallingford : Institute of Hydrology, 1980.
- Iritz, L., Johansson, B. a Lundin, L. 1994.** Impacts of forest drainage on floods. *Hydrological Sciences Journal*. 1994, 39(6), stránky 637–661.
- Iroumé, A., Huber, A. a Schulz, K. 2005.** Summer flows in experimental catchments with different forest covers, Chile. *Journal of Hydrology*. 2005, 300, stránky 300–313.
- Jařabáč, M. a Chlebek, A. 1990.** *Nové poznatky z výzkumu vodní komponenty lesních ekosystémů*. České Budějovice : ČVTS, 1990. Sborník přednášek III. Československých hydrologických dnů . stránky 76–80.
- Jeníček, M. 2009.** *Modelování průběhu extrémních povodní v kontextu krajinných změn a integrované protipovodňové ochrany*. KFGG, PřF UK. Praha : autor neznámý, 2009. str. 141, Disertační práce.
- Jeníček, M., Pevná, H. a Matějka, O. 2018.** Canopy structure and topography effects on snow distribution at a catchment scale: Application of multivariate approaches. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2018, 66(1), stránky 43–54.
- Jordán, A., Martínez-Zavala, L. a Bellinfante, N. 2008.** Heterogeneity in soil hydrological response from different land cover types in southern Spain. *Catena*. 2008, 74, stránky 137–143.
- Kalkus, J. 2016.** *Vliv odvodňovacích příkopů na odtokové poměry lesního povodí*. Praha : PřF UK, 2016. str. 94, Diplomová práce.
- Kalkus, J. 2012.** *Možnosti hodnocení variability odtoku v experimentálních povodích na Šumavě*. Praha : PřF UK, 2012. str. 69, Bakalářská práce.
- Kantor, J., Krečmer, V., Šach, F., Švihla, V., Černohous, V. 2003.** *Lesy a povodně*. Praha : MŽP, 2003. str. 48.
- Kantor, P., Karl, Z. a Šach, F. 2007.** *Ukládání a intenzita tání sněhu v mladém smrkovém a bukovém porostu v zimním období 2005/2006*. [editor] J. Rožnovský, T. Litschmann a I. Vyskot. Křtiny : Česká bioklimatologická společnost, 2007. Klima lesa. str. 16.
- Kliment, Z. a Matoušková, M. 2009.** Runoff changes in the Šumava Mountains (Black Forest) and foothill regions: Extent of influence by Human Impact and Climate Changes. *Water Resources Management*. 2009, 23, stránky 1813–1834.
- Kliment, Z., Matoušková, M., Ledvinka, O., Královec, V. 2011.** Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2011, 59(1), stránky 36–50.

Kocum, J., Oulehle, F., Janský, B., Bůzek, F., Hruška, J., Vlček, L. 2016. Geochemical evidence for peat bog contribution to the streamflow generation process: case study of the Vltava River headwaters, Czech Republic. *Hydrological Sciences Journal*. 2016, 61(14), stránky 1–11.

Kodádková, I. 2010. *Hodnocení srážko-odtokového režimu v pramenné oblasti Blanice se zřetelem*. Praha : PřF UK, 2010. str. 65, Bakalářská práce.

Kofroňová, J. 2014. *Význam evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí*. Praha : PřF UK, 2014. str. 47, Bakalářská práce.

Kohut, M. 2005. *Referenční evapotranspirace*. [editor] J. Rožnovský a T. Litschmann. Brno : ČHMÚ, 2005. Evaporace a evapotranspirace: Sborník z mezinárodního vědeckého semináře. stránky 25–38.

Kokkonen, T.S. a Jakeman, A.J. 2001. A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications. *Water Resources Research*. 2001, 37(9), stránky 2345–2352.

Kostka, Z. a Holko, L. 1997. *Soil moisture and runoff generation in small mountain basin*. Bratislava : ÚH SAV, 1997. str. 90. ISBN 80-967808-1-6.

Kozáková, J. 2015. *Variabilita hydrogeologických charakteristik v modelových povodích v pramenné oblasti Blanice*. Praha : PřF UK, 2015. str. 87, Bakalářská práce.

Krečmer, V., Švihla, V., Šach, F., Kantor, P., Černošous, V. 2003. Lesy a povodně - souhrnná zpráva. *Lesnická práce*. 2003, 8, stránky 18–20.

Kremsa, J. 2008. *Vliv lesa na akumulaci a tání sněhu a doplňování zásob podzemní vody, Paljakka (Finsko)*. Fakulta stavební ČVUT. Praha : ČVUT, 2008. str. 104, Diplomová práce.

Kujanová, K., Matoušková, M. a Kliment, Z. 2016. Hydromorphological parameters of natural channel behavior in conditions of the Hercynian System and the flysch belt of the Western Carpathians on the territory of the Czech Republic. *Geomorphology*. 2016, 258, stránky 69–81.

Kulasová, A. 1994. Činnost experimentálního pracoviště ČHMÚ v Jizerských horách. [autor knihy] Š. Blažková a S. Kolářová. *Vliv odlesnění na hydrologický režim v oblasti Jizerských hor*. Výzkum pro praxi. Praha : Výzkumný ústav vodohospodářský T.G. Masaryka, 1994, stránky 6–11.

Kulasová, A., Beven, K.J., Blažková, Š., Řezáčová, D., Cajthaml, J. 2014a. Comparison of saturated areas mapping methods in the Jizera Mountains, Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2014, 62(2), stránky 160–168.

Kulasová, A., Pobříšlová, J., Jiráček, J., Hancvencl, R., Bubeníčková, L., Bercha, Š. 2006. Experimentální hydrologická základna Jizerské hory. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 163–182.

- Kulasová, A., Blažková, Š., Beven, K., Řezáčová, D., Cajthaml, J. 2014b.** Vegetation pattern as an indicator of saturated areas in a Czech headwater catchment. *Hydrological Processes*. 2014, 28(20), stránky 5297–5308.
- Kulhavý, Z., Tlapáková, L., Čmelík, M., Doležal, F. 2010.** Podíl drenážního odtoku na celkovém odtoku z povodí. *Vodní hospodářství*. 2010, 60(7), stránky 190–194.
- Kulhavý, Z. a Čmelík, M. 2011.** *Drenážní odvodnění v odtokovém režimu malého povodí*. [editor] M. Šír a M. Tesař. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2011. Hydrologie malého povodí 2011. stránky 285–291.
- Kuráž, V. a Soukup, M. 2004.** Vliv odvodnění na půdní a hydrologické režimy. *Vodní hospodářství*. 2004, 54(8), stránky 246–248.
- Kuřík, P. 2000.** Vliv lesních porostů na extrémní průtoky. *Zprávy lesnického výzkumu*. 2000, 45(2), stránky 33–37.
- Langhammer, J., Matoušková, M. a Kliment, Z. 2013.** Assessment of spatial and temporal changes of ecological status of streams in Czechia: a geographical approach. *Geografie*. 2013, 118(4), stránky 309–333.
- Langhammer, J., Ye, S. a Bernsteinová, J. 2015.** Runoff Response to Climate Warming and Forest Disturbance in a Mid-Mountain Basin. *Water*. 2015, 7(7), stránky 3320–3342.
- Lichner, L., Šír, M. a Tesař, M. 2004.** *Testování retenční schopnosti půdy*. Vimperk : Správa NP a CHKO Šumava, 2004. Aktuality Šumavského výzkumu II. stránky 63–67.
- Loganathan, G.V., Shrestha, S.P., Dillaha, T.A., Ross, B.B. 1989.** *Variable Source Area Concept for Identifying Critical Runoff-Generating Areas in a Watershed*. Virginia Polytechnic Institute and State University. Blacksburg : Virginia Water Resources Research Center, 1989. str. 120, Bulletin 164.
- MacDonald, L.H. 1997.** *Validation of Water Yield Thresholds on the Kootenai National Forest*. Fort Collins : Department of Earth Resources, Colorado State University, 1997. str. 394.
- Macoun, Z. 1974.** Nutnost údržby meliorační sítě v lese. *Lesnická práce*. 1974, 53(3), stránky 108–111.
- Malý, A. 2009.** *Vliv rozdílného využití krajiny na srážko-odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny*. Praha : PřF UK, 2009. str. 151. Diplomová práce.
- Malý, A. 2006.** *Problematika hodnocení srážkoodtokových poměrů v experimentálních a reprezentativních povodích*. Praha : PřF UK, 2006. str. 76, Bakalářská práce.
- McCulloch, J.S.G. a Robinson, M. 1993.** History of forest hydrology. *Journal of hydrology*. 1993, 150, stránky 189–216.

- Mei, Y., Anagnostou, E.N., Nikolopoulos, E.I., Borga, M. 2014.** Error Analysis of Satellite Precipitation Products in Mountainous Basins. *Journal of Hydrometeorology*. 2014, 15(5), stránky 1778–1793.
- Miklánek, P. a Pekárová, P. 2006.** Odhad intercepce v experimentálních mikropovodiach ÚH SAV so smrekovou a hrabovou monokultúrou. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 123–136.
- Montagne, D., Cornu, S., le Forestier, L., Cousin, I. 2009.** Soil Drainage as an Active Agent of Recent Soil Evolution: A Review. *Pedosphere*. 2009, 19(1), stránky 1–13.
- Muñoz-Carpena, R. 2004.** *Field Devices For Monitoring Soil Water Content*. University of Florida. Gainesville : University of Florida, 2004. str. 17, Bulletin.
- Nie, W., Yuan, Y., Kepner, W., Nash, M.S., Jackson, M., Erickson, C. 2011.** Assessing impacts of Landuse and Landcover changes on hydrology for the upper San Pedro watershed. *Journal of Hydrology*. 2011, 407, stránky 105–114.
- Or, D., Lehmann, P., Shahraeeni, E., Shokri, N. 2013.** Advances in soil evaporation physics-A review. *Vadose Zone Journal*. 2013, 12(4), stránky 1–16.
- Oudin, L., Andréassian, V., Lerat, J., Michel, C. 2008.** Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments. *Journal of Hydrology*. 2008, 357, stránky 303–316.
- Pavlásek, J., Máca, P. a Ředinová, J. 2006.** Analýza hydrologických dat z modravských povodí. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 207–216.
- Pekárová, P., Koníček, A. a Miklánek, P. 2005.** *Vplyv využitia krajiny na režim odtoku v experimentálnych mikropovodiach ÚH SAV*. Bratislava : Veda, 2005. str. 216. ISBN 80-224-0865-4.
- Pevná, H. 2013.** *Vliv vybraných fyzickogeografických faktorů na průběh akumulace a tání sněhové pokrývky*. [editor] K. Matoková, D. Kyselová a S. Liová. Bratislava : SHMÚ, 2013. Zborník príspevkov zo seminára XVIII. Medzinárodné stretnutie snehárov. stránky 22–29.
- Pevná, H. 2010.** *Vliv vegetace na akumulaci a tání sněhové pokrývky*. PřF UK. Praha : PřF UK, 2010. str. 56, Bakalářská práce.
- Pivec, J. a Brant, V. 2004.** *Vliv rozdílných vegetačních pokryvů na denní dynamiku objemové vlhkosti v horních 20 cm půdy*. Praha : ČZU, 2004. Vliv biotických a abiotických stresorů na vlastnosti rostlin. stránky 156–163.
- Pobříšlová, J. a Kulasová, A. 2000.** Ukládání a tání sněhu v lese a na odlesněných partiích Jizerských hor. *Opera Concorctica*. 2000, 37, stránky 113–119.
- Podzimek, S. 2009.** *Monitoring sněhové pokrývky v povodí Zlatého potoka*. PřF UK. Praha : PřF UK, 2009. str. 49, Bakalářská práce.

Prudký, J. 2003. Analýza přirozené retence vody v povodí řeky Opavy při povodni v červenci 1997. *Acta Hydrologica Slovaca*. 2003, 4(2), stránky 248–254.

Quitt, E. 1971. *Klimatické oblasti Československa*. Brno : GGÚ ČSAV, 1971. str. 80.

Remm, L. 2015. *Impacts of forest drainage on biodiversity and habitat quality: implications for sustainable management and conservation*. Faculty of science and technology, University of Tartu. Tartu : Faculty of science and technology, University of Tartu, 2015. str. 126, Disertační práce.

Rizzuti, A.M., Cohen, A.D. a Stack, E.M. 2004. Using hydraulic conductivity and micropetrography to assess water flow through peat-containing wetlands. *International Journal of Coal Geology*. 2004, 60(1), stránky 1–16.

Robinson, M. a Dupeyrat, A. 2005. Effects of commercial timber harvesting on streamflow regimes in the Plynlimon catchments, mid-Wales. *Hydrological Processes*. 2005, 19, stránky 1213–1226.

Robinson, M. 1986. Changes in catchment runoff following drainage and afforestation. *Journal of Hydrology*. 1986, 86, stránky 71–84.

Robinson, M. 1980. *The effect of pre-afforestation drainage on the stream-flow and water quality of a small upland catchment*. Institute of Hydrology. Wallingford : Institute of Hydrology, 1980. str. 67, Report 73.

Robinson, M., Rodda, J.C. a Sutcliffe, J.V. 2013. Long-term environmental monitoring in the UK: Origins and achievements of the Plynlimon catchment study. *Transactions of the Institute of British Geographers*. 2013, 38(3), stránky 451–463.

Rothacher, J. 1973. *Does Harvest in West Slope Douglas-fir Increase Peak Flow in Small Forest Streams?* U.S. Department of Agriculture. Portland : U.S. Department of Agriculture, 1973. str. 13, USDA Forest Service Research Paper.

Saghafian, B., Farazjoo, H., Bozorgy, B., Yazdandoost, F. 2008. Flood Intensification due to Changes in Land Use. *Water Resources Management*. 2008, 22(8), stránky 1051–1067.

Scott, D.F. a Lesch, W. 1997. Streamflow responses to afforestation with *Eucalyptus grandis* and *Pinus patula* and to felling in the Mokobulaan experimental catchments, South Africa. *Journal of Hydrology*. 1997, 199, stránky 360–377.

Schilling, K. a Helmers, M. 2008. Effects of subsurface drainage tiles on streamflow in Iowa agricultural watersheds: Exploratory hydrograph analysis. *Hydrological Processes*. 2008, 22(23), stránky 4497–4506.

Schrerrer, S. a Naef, F. 2003. A decision scheme to indicate dominant hydrological flow processes on temperate grassland. *Hydrological Processes*. 2003, 17(2), stránky 391–401.

- Sidle, R.C., Tsuboyama, Y., Noguchi, S., Hosoda, I., Fujieda, M., Shimizu, T. 1995.** Seasonal hydrologic response at various spatial scales in a small forested catchment, Hitachi Ohta, Japan. *Journal of Hydrology*. 1995, 168, stránky 227–250.
- Sikka, A.K., Samrab, J.S., Shardac, V.N., Samraj, P., Lakshmanan, V. 2003.** Low flow and high flow responses to converting natural grassland into bluegum (*Eucalyptus globulus*) in Nilgiris watersheds of South India. *Journal of Hydrology*. 2003, 270, stránky 12–26.
- Silveira, L. a Alonso, J. 2009.** Runoff modifications due to the conversion of natural grasslands to forests in a large basin in Uruguay. *Hydrological Processes*. 2009, 23, stránky 320–329.
- Sirin, A., Vompersky, S. a Nazarov, N. 1991.** Influence of forest drainage on runoff: Main Concepts and Examples from Central Part of the USSR European Territory. *Ambio*. 1991, 20(7), stránky 334–339.
- Soukup, M., Kulhavý, Z. a Doležal, F. 1999.** *Funkce odvodnění na zemědělských půdách během extrémních průtoků*. Bratislava : Proc. Int. Symp., 1999. New Approaches in Irrigation, Drainage and Flood Control Management. stránky 26–33.
- Stednick, J.D. 1996.** Monitoring the effects of timber harvest on annual water yield. *Journal of Hydrology*. 1996, 176, stránky 79–95.
- Su, Y., Langhammer, J. a Jarsjö, J. 2017.** Geochemical responses of forested catchments to bark beetle infestation: Evidence from high frequency in-stream electrical conductivity monitoring. *Journal of Hydrology*. 2017, 550, stránky 635–649.
- Suchara, I. 2007.** *Praktikum vybraných ekologických metod*. Praha : Karolinum, 2007. str. 134.
- Swank, W.T. a Crossley, D.A. 1987.** *Forest hydrology and ecology at Coweeta*. Ecological studies. New York : Springer-Verlag, 1987. str. 469.
- Šach, F., Černohous, V. a Kantor, P. 2003.** *Horské lesy a jejich schopnosti tlumit povodně*. Kostelec nad Černými lesy : Česká lesnická společnost, 2003. Lesy a povodně. stránky 18–24.
- Šach, F., Kantor, P. a Černohous, V. 2006.** *Stanovení evapotranspirace mladého smrkového a bukového porostu metodou kontinuálního měření objemové vlhkosti v půdním profilu*. [editor] A. Jurásek, J. Novák a M. Slodičák. Jíloviště-Strnady : VÚLHM, 2006. Stabilizace funkcí lesa v biotopech narušených antropogenní činností v měnících se podmínkách prostředí. stránky 525–536. ISBN 80-86461-71-8.
- Šanda, M., Hrnčíř, M., Novák, L., Císlarová, M. 2006.** Vliv půdního profilu na srážkoodtokový proces. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 2006, 54(2), stránky 183–191.
- Šereš, M. 2011.** *Role evapotranspirace v hydrologické bilanci malého povodí*. Praha : PŘF UK, 2011. str. 56, Bakalářská práce.

Šír, M., Tesař, M., Lichner, L., Syrovátka, O. 2004. Vegetační porost krajiny a vodní hospodářství. 8, 2004, Vodní hospodářství, stránky 234–237.

Šír, M. a Tesař, M. 2003. *Hydrologie půdy v malém povodí - předmluva.* [editor] M. Šír, L. Lichner a M. Tesař. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AVČR, 2003. Hydrologie půdy v malém povodí. ISBN 80-02-01586-X.

Středa, T., Litschmann, T. a Palátová, E. 2008. *Vlhkost půdy pod různými typy vegetace v říční krajině.* [editor] T. Litschmann. Praha : ČHMÚ, 2008. Bioklimatologické aspekty hodnocení procesů v krajině. stránky 65–73.

Švihla, V. 2001. Vliv lesa na odtokové poměry na malém povodí. *Lesnická práce.* 2001, 80(2), stránky 66–69.

Švihla, V., a další. 2006. *Retence srážkové vody lesní půdou v horském povodí.* Kostelec nad Černými lesy : ČZU a VÚMOP, 2006. Meliorace v lesním hospodářství a v krajinném inženýrství. stránky 35–43.

Švihla, V., Černošous, V. a Šach, F. 2014. Velké vody na lesním povodí v Orlických horách. *Zprávy lesnického výzkumu.* 2014, 59(3), stránky 205–212.

Tachecí, P. 2002. *Hydrologický režim malého horského potoka a posouzení vlivu odlesnění.* ČVUT. Praha : ČVUT, 2002. Disertační práce.

Tallaksen, L.M. a van Lanen, H.A.J. 2004. *Hydrological Drought. Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater.* Amsterdam : Elsevier, 2004. str. 579. ISBN: 978-0-444-51688-6.

Tesař, M., Šír, M., Dvořák, I.J., Lichner, L. 2004a. *Influence of vegetative cover changes on the soil water regime in headwater regions in the Czech Republic.* [editor] A. Herrmann a U. Schröder. 2, Koblenz : IHP/HWRP, 2004, IHP/HWRP - BERICHT, stránky 57–72. ISSN 1614-1180.

Tesař, M., Šír, M., Pražák, J., Lichner, L. 2004b. Instability driven flow and runoff formation in a small catchment. *Geologica Acta.* 2004, 2(2), stránky 147–156.

Tesař, M., Šír, M., Pražák, J., Lichner, L. 2003. *Rainfall - runoff relationship in small mountainous catchments.* [editor] M., Lichner, L. Šír a M. Tesař. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AVČR, 2003. Hydrologie půdy v malém povodí. stránky 119–126. ISBN 80-02-01586-X.

Tesař, M., Šír, M., Syrovátka, O., Pražák, J., Lichner, L., Kubík, F. 2001. Soil water regime in head water regions - observation, assessment and modelling. *Journal of Hydrology and Hydromechanics.* 2001, 49(6), stránky 355–375.

Tesař, M., Balek, J. a Šír, M. 2006. Hydrologický výzkum v povodí Volyňky a autoregulace hydrologického cyklu v povodí Liz. *Journal of Hydrology and Hydromechanics.* 54(2), 2006, stránky 137–150.

Tesař, M., Šír, M. a Dvořák, I.J. 2004c. *Vliv vegetačního porostu a jeho změn na vodní režim půd v pramenných oblastech Krkonoš.* [editor] J. Štursa, a další. Szklarska Poręba : Opera Corcontica, 2004. Geoeologické problémy Krkonoš. stránky 30–37.

Tolasz, R. a Baštýřová, H. 2007. *Atlas podnebí Česka.* Olomouc : ČHMÚ a Univerzita Palackého v Olomouci, 2007. str. 255. ISBN: 978-80-86690-26-1.

ÚHUL, kolektiv autorů. 2003. *Přehled lesních typů a souborů lesních typů v ČR.* ÚHUL. Brandýs nad Labem : ÚHUL, 2003. Typologická tabulka.

Uchida, T., Kosugi, K. a Mizuyama, T. 2002. Effects of pipe flow and bedrock groundwater on runoff generation in a steep headwater catchment in Ashiu, central Japan. *Water Resources Research.* 2002, 38(7), stránky 1–14.

Unucka, J., Adamec, M. 2008. Modelování vlivu krajinného pokryvu na srážkoodtokové vztahy v povodí Olše. *Journal of Hydrology and Hydromechanics.* 2008, Sv. 56, 4, stránky 257–271.

Válek, Z. 1962. *Lesy, pole a pastviny v hydrologii pramenných oblastí Kychové a Zděchovy.* 106, Praha : Výzkumný ústav vodohospodářský, 1962, Práce a studie, str. 115.

van Genuchten, M.T. 1980. A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal.* 1980, 44(5), stránky 892–898.

van Genuchten, M.T., Leij, F.J. a Yates, S.R. 1991. *The RETC Code for Quantifying the Hydraulic Functions of Unsaturated Soils.* U.S. Salinity Laboratory. Riverside : U.S. Salinity Laboratory, 1991. str. 85.

Vlček, L. 2017. *Retence vody v půdách horských oblastí na příkladě Šumavy.* PřF UK. Praha : PřF UK, 2017. str. 259, Disertační práce.

Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Blažková, Š. 2016. Influence of peat soils on runoff process: case study of Vydra River headwaters, Czechia. *Geografie.* 2016, 121(2), stránky 235–253.

Vlček, L., Kocum, J., Janský, B., Šefrna, L., Kučerová, A. 2012. Retenční potenciál a hydrologická bilance horského vrchoviště: případová studie Rokytecké slatě, povodí horní Otavy, jz. Česko. *Geografie.* 2012, 117(4), stránky 395–414.

Vlček, L., Falátková, K. a Schneider, P. 2017. Identification of runoff formation with two dyes in a mid-latitude mountain headwater. *Hydrology and Earth System Sciences.* 2017, 21(6), stránky 3025–3040.

Vondrka, A. 2013. *Separace hydrogramu dešťového odtoku pomocí elektrochemických měření.* ČVUT. Praha : ČVUT, 2013. Disertační práce.

Vondrka, A., Šír, M. a Tesař, M. 2011. *Odtok z malého horského povodí v důsledku přesycení půdy vodou.* [editor] M. Šír a M. Tesař. Praha : Ústav pro hydrodynamiku AV ČR, 2011. Hydrologie malého povodí. stránky 485–490.

Walker, J.P., Willgoose, G.R. a Kalma, J.D. 2004. situ measurement of soil moisture: a comparison of techniques. *Journal of Hydrology*. 2004, 293, stránky 85–99.

Watson, F., Vertessy, R., McMahon, T., Rhodes, B., Watson, I. 2001. Improved methods to assess water yield changes from paired-catchment studies: application to the Maroondah catchments. *Forest Ecology and Management*. 2001, 143, stránky 189–204.

Zelený, V. 1979. Výsledky lesnicko-hydrologického výzkumu v experimentálních beskydských povodích. *Vodohospodářský časopis*. 1979, 27(6), stránky 584–600.

Zhao, F., Xu, Z. a Zhang, L. 2012. Changes in streamflow regime following vegetation changes from paired catchments. *Hydrological Processes*. 2012, 26(10), stránky 1561–1573.

8 Seznam obrázků

Obrázek 1 - Expanze a smršťování proměnlivých zdrojových ploch během srážko-odtokové události (Loganathan et al., 1989)	18
Obrázek 2 - Mechanismy tvorby odtoku (Holko a Kostka, 2003)	19
Obrázek 3 - Výsledky průzkumu o významu experimentálního výzkumu v hydrologii (Blume et al., 2016)	24
Obrázek 4 - Schematický diagram odtoku vody ze svahu s povrchovými příkopy (Dunn a Mackay, 1996)	38
Obrázek 5 - Poloha a vymezení párových povodí	40
Obrázek 6 - Schéma předpokladů a důsledků srovnávacího výzkumu	40
Obrázek 7 - Geologické poměry experimentálních povodí	41
Obrázek 8 - Expozice svahů experimentálních povodí	43
Obrázek 9 - Průměrné měsíční teploty vzduchu ve stanici Zbytiny za celé období pozorování	44
Obrázek 10 - Vývoj krajinného pokryvu povodí (1949–2006)	44
Obrázek 11 - Ukázky z pedologického průzkumu	45
Obrázek 12 - Prostorové rozložení půdních typů	46
Obrázek 13 - Plošné odvodnění v povodí ZBY	47
Obrázek 14 - Povrchové odvodňovací příkopy v povodí TET	48
Obrázek 15 - Meteostanice a hladinoměry - Zbytinský potok (vlevo), hladinoměr - Tetřivčí potok (vpravo)	49
Obrázek 16 - Měřicí lokality pro stanovení retenční kapacity povodí (půdní vzorky a vrty)	51
Obrázek 17 - Umístění příčných profilů v povodí TET	52
Obrázek 18 - Ukázky z měřicích stanovišť TET002 a TET003	53
Obrázek 19 - Síť měřicích bodů pro sezónu 2009/2010 (Hintnaus, 2011)	54
Obrázek 20 - Sestrojené konsumpční křivky pro ZBY (vlevo) a TET (vpravo)	55
Obrázek 21 - Schéma pro identifikaci počtu a délky trvání pulsů (Archer a Newson, 2002)	58
Obrázek 22 - Schéma pro určení extremity příčných podmínek	60
Obrázek 23 - Hodnocené charakteristiky hyetogramu a hydrogramu	61
Obrázek 24 - Grafické znázornění použité metody separace hydrogramu (constant-k method)	62
Obrázek 25 - Významná odtoková událost (červen 2009)	67
Obrázek 26 - Roční úhrn srážek	69
Obrázek 27 - Roční odtoková výška	70
Obrázek 28 - Odtoková výška v teplém půlroce	71
Obrázek 29 - Odtoková výška v chladném půlroce	71
Obrázek 30 - Vztah mezi ročními srážkami a odtokem	72
Obrázek 31 - Dlouhodobý měsíční úhrn srážek	73
Obrázek 32 - Dlouhodobá měsíční odtoková výška	73
Obrázek 33 - Rozložení měsíčního odtoku v rámci hydrologického roku	74
Obrázek 34 - Procentuální rozdíly měsíčních odtokových výšek mezi ZBY a TET	74
Obrázek 35 - Roční odtokový koeficient	75
Obrázek 36 - Vztah mezi roční odtokovou výškou a odtokovým koeficientem	76
Obrázek 37 - Odtokový koeficient v teplém půlroce	77
Obrázek 38 - Dlouhodobý měsíční odtokový koeficient	77
Obrázek 39 - Křivky překročení m-denních průtoků (shora – celé období; vlhké roky; suché roky)	79
Obrázek 40 - Počet pulzů pro vybrané násobky medianu Q (nahore - Q _{hod} ; dole - Q _{dén})	81
Obrázek 41 - Křivky N-letosti maximálních ročních průtoků a maximálních průměrných denních průtoků	82
Obrázek 42 - Roční hodnoty BFI indexu	83
Obrázek 43 - Vztah mezi ročním odtokovým koeficientem a indexem BFI	83
Obrázek 44 - Vztah mezi měsíčním odtokovým koeficientem a indexem BFI	84
Obrázek 45 - Vývoj měsíčních hodnot hladiny podzemní vody v TET	85
Obrázek 46 - Vztah mezi měsíční odtokovou výškou a hladinou podzemní vody v TET	85
Obrázek 47 - Vývoj průměrné roční hladiny podzemní vody ve sledovaných vrtech	86
Obrázek 48 - Záznam hladiny podzemní vody ve sledovaných vrtech během odběrných kampaní	87
Obrázek 49 - Referenční evapotranspirace v teplém půlroce	88

Obrázek 50 - Aktuální evapotranspirace v teplém půlroce	89
Obrázek 51 - Dlouhodobá měsíční aktuální evapotranspirace v měsících teplého půlroku	90
Obrázek 52 - Vývoj měsíční aktuální evapotranspirace v období 2011–2017	91
Obrázek 53 - Vztah mezi srážkami z epizod a odtokovou výškou teplého půlroku.....	92
Obrázek 54 - Srážky dle skupin epizod v jednotlivých letech období pozorování.....	93
Obrázek 55 - Četnost epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek HS za celé období pozorování.....	94
Obrázek 56 - Srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek HS za celé období pozorování	96
Obrázek 57 - Četnost a srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek EF za celé období pozorování.....	97
Obrázek 58 - Srovnání projevů odtokové události mezi vybranými typy příčinných podmínek EF (vlevo ZBY, vpravo TET).....	104
Obrázek 59 - Odtokový koeficient přímého odtoku podle typu příčinných podmínek HS a EF.....	105
Obrázek 60 - Četnost a srážkový úhrn epizod dle jednotlivých typů příčinných podmínek KV za celé období pozorování.....	107
Obrázek 61 - Rozdíly v odtokových charakteristikách obou povodí u událostí typu KV	111
Obrázek 62 - Odtokový koeficient přímého odtoku podle typu příčinných podmínek KV	113
Obrázek 63 - Roční objemová vlhkost půdy na všech referenčních lokalitách v hloubce 30 cm	118
Obrázek 64 - Vývoj vlhkosti půdy v teplém (nahore) a chladném (dole) půlroce	119
Obrázek 65 - Dlouhodobé měsíční vlhkosti půdy ve všech stanovištích a hloubkách	120
Obrázek 66 - Křivky pravděpodobnosti překročení vlhkosti půdy pro všechny referenční lokality	123
Obrázek 67 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro krátkou dobu prodlení	124
Obrázek 68 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro střední dobu prodlení	125
Obrázek 69 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro dlouhou dobu prodlení	126
Obrázek 70 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro krátkou dobu prodlení.....	127
Obrázek 71 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro střední dobu prodlení	127
Obrázek 72 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro dlouhou dobu prodlení	128
Obrázek 73 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm pro komplexní vlnu	130
Obrázek 74 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro komplexní vlnu	131
Obrázek 75 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro situaci DV I.....	132
Obrázek 76 - Změna půdní vlhkosti ve 30 cm v čase pro situaci DV II.....	133
Obrázek 77 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro situace DV I.....	134
Obrázek 78 - Velikost změny vlhkosti s hloubkou pro situace DV II.....	134
Obrázek 79 - Akumulační potenciál půdního prostředí v obou povodích.....	136
Obrázek 80 - Aktuální retenční kapacita obou povodí ve sledovaných termínech	138
Obrázek 81 - Retenční kapacita a protékanost povrchových příkopů ve vlhkém období (duben 2015)	140
Obrázek 82 - Retenční kapacita a protékanost povrchových příkopů v suchém období (1. 8. 2015)	141
Obrázek 83 - Vztah mezi retenční kapacitou a API 5	142
Obrázek 84 - Záznam srážek a odtoku a objemové půdní vlhkosti v období mezi 22. 5. a 6. 6. 2013.....	144
Obrázek 85 - Záznam srážek a odtoku a objemové půdní vlhkosti v období mezi 23. 8. a 14. 9. 2014.....	146
Obrázek 86 - Vztah mezi retenční kapacitou a odtokovou výškou	146
Obrázek 87 - Vztah mezi celkovým průtokem v příkopech a hlavním toku TET	148
Obrázek 88 - Rozsah zamokřených ploch v povodí TET ze 14.5.2015	150
Obrázek 89 - Rozdělení kategorií protékanosti příkopů na začátku a konci epizody 3.....	151
Obrázek 90 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 1	152
Obrázek 91 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 2	152
Obrázek 92 - Výška HPV ve vybraných epizodách - profil 3	153
Obrázek 93 - Rozložení vodní hodnoty sněhu ve sledovaných povodích během zimy 2009/10.....	155
Obrázek 94 - Změna průměrné hodnoty SCE (cm) a SWE (mm) ve vztahu k vegetaci mezi jednotlivými měřeními v zimní sezóně 2009/2010 (Hintnaus, 2011).....	155

9 Seznam tabulek

Tabulka 1 - Evapotranspirace pod vegetačním krytem a na odlesněné ploše (Unucka a Adamec, 2008).....	25
Tabulka 2 - Srovnání intercepce a stoku po kmeni v bukovém a smrkovém porostu (Kantor et al., 2003).....	28
Tabulka 3 - Infiltrace v lesní půdě (Kantor et al., 2003)	28
Tabulka 4 - Intenzita tání (sublimace) na volné ploše a lesních porostech buku a smrku v jarních obdobích 2004–2006 (Hrúbik a Škvarenina, 2007)	39
Tabulka 5 - Vybrané fyzickogeografické a hydrografické charakteristiky experimentálních povodí.....	39
Tabulka 6 - Relativní zastoupení ploch o daném sklonu (Malý, 2009).....	42
Tabulka 7 - Vybrané klimatické charakteristiky ze stanice Zbytiny za celé období pozorování	43
Tabulka 8 - Relativní zastoupení ploch daného půdního typu	46
Tabulka 9 - Průměrné meteorologické a pedologické charakteristiky referenčních stanovišť za celé období pozorování.....	49
Tabulka 10 - Popis odběrných míst pro stanovení retence kapacity povodí	50
Tabulka 11 - Popis stanovišť měření HPV (Kalkus, 2016).....	52
Tabulka 12 - Popis stanovišť příčných profilů (Kalkus, 2016)	53
Tabulka 13 - Vztah pro výpočet plošné srážky na povodí	57
Tabulka 14 - Převodní schéma pro vyjádření významnosti rozdílů v odtokových charakteristikách obou povodí.....	62
Tabulka 15 - Odhad objemového podílu skeletu v půdním segmentu vybraných referenčních lokalit.....	63
Tabulka 16 - Srážkové a odtokové charakteristiky za celé období pozorování.....	68
Tabulka 17 - Rozdíl v odtokové výšce v teplém půlroce	70
Tabulka 18 - Rozdíl v ročních odtokových koeficientech obou povodí.....	76
Tabulka 19 - Statistické ukazatele variability odtoku ze celé období pozorování.....	79
Tabulka 20 - Počet epizod v jednotlivých skupinách za celé období pozorování	92
Tabulka 21 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (HS).....	95
Tabulka 22 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (EF).....	95
Tabulka 23 - Korelační koeficienty příčinných faktorů a odtokových charakteristik epizod s jednoduchou vlnou	98
Tabulka 24 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek HS	101
Tabulka 25 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek HS	101
Tabulka 26 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek EF	102
Tabulka 27 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek EF	102
Tabulka 28 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (KV)	108
Tabulka 29 - Průměrné charakteristiky typů příčinných podmínek (DV)	108
Tabulka 30 - Korelační koeficienty příčinných faktorů a odtokových charakteristik epizod s komplexní vlnou	109
Tabulka 31 - Poměr četností hodnot závisle proměnné při vzájemném porovnání obou povodí (ZBY : TET) v rámci daného typu příčinných podmínek KV	112
Tabulka 32 - Rozdíly v odtokové odezvě povodí podle typu příčinných podmínek KV	112
Tabulka 33 - Srovnání rozdílů v odtokových charakteristikách typů příčinných podmínek dle rozdělení DV... ..	116
Tabulka 34 - Hydopedologické charakteristiky referenčních stanovišť.....	117
Tabulka 35 - Procentuální vyjádření rozdílu vlhkosti půdy mezi chladným a teplým půlrokem	119
Tabulka 36 - Koeficienty variability vlhkosti půdy pro jednotlivé hloubky a referenční stanoviště.....	121
Tabulka 37 - Zařazení půdních typů do systémů HOST a DHF	135
Tabulka 38 - Popisná statistika aktuální retenční kapacity v jednotlivých půdních areálech.....	137
Tabulka 39 - Srovnání rozdílů v retenční kapacitě povodí podle různých příčinných podmínek	138
Tabulka 40 - Aktuální retenční kapacita povodí ve sledovaných kampaních v letech 2013 - 2015.....	139
Tabulka 41 - Hodnoty aktuální retenční kapacity a charakteristik srážek a odtoku ve dvou hodnocených obdobích (2013 a 2014).....	143
Tabulka 42 - Rozdíl v retenční kapacitě mezi oběma sledovanými obdobími (2013 a 2014).....	145
Tabulka 43 - Přehled naměřených průtoků ve vybraných příkopech	147

Tabulka 44 - Podíl zastoupení jednotlivých kategorií protékanosti příkopů ve vybraných termínech.....	149
Tabulka 45 - Hodnocené epizody s vybranými charakteristikami povodí TET	150
Tabulka 46 - Stav HPV v příčných profilech během epizod 2-4.....	154
Tabulka 47 - Naměřené hodnoty SCE a SWE pro sledovaná povodí během zimy 2009/10	155

10 Seznam publikací

Kliment, Z., Matoušková M., Ledvinka, O., **Královec, V.** (2011): Trend analysis of rainfall-runoff regimes in selected headwater areas of the Czech Republic. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*. 59. 1. s. 36–50.

Matoušková, M., Kliment, Z., Ledvinka, O., **Královec, V.** (2011): Application of selected statistical tests to detect changes in the rainfall and runoff regime. *Die Bodenkultur - Journal for Land Management, Flood and Environment*. Schwerpunktausgabe Umwelt - Wasser. 62. 1-4. s. 95–100.

Královec, V., Kliment Z., Vlček, L. (2015): Vliv půdní složky a rozdílného využití území na odtokový proces v experimentálních povodích Zbytiny. *Acta Hydrologica Slovaca*. 16. Tématické číslo. s. 252–259.

Královec, V., Kliment, Z., Matoušková, M. (2016): Evaluation of runoff response on the base of comparative paired research in mountain catchments with different landuse. Case study of Blanice River. *Geografie*. 121. 2. s. 209–234.

Královec, V., Kliment Z., Vlček, L. (2016): Hodnocení retence vody v půdě v lesním a nelesním prostředí. *Zprávy lesnického výzkumu*. 61. 3. s. 181–189.

Královec V., Kliment Z., Malý A., Matoušková M., Česák J. (2011): Experimentální párová povodí Zbytiny. In: Šír, M., Tesař, M. (eds.): Hydrologie malého povodí 2011. Ústav pro hydrodynamiku AVČR. Praha. s. 249–257. ISBN: 978-80-02-02290-9

Královec V. (2011): Metody hodnocení rozdílného vlivu krajinného pokryvu na odtokový proces v pramenných oblastech. In: Miklánek, P., Majerčáková, O. (eds.): Zborník príspevkov – 23. konferencia mladých hydrologov. SHMÚ. Bratislava. s. 45–60. ISBN: 978-80-88907-76-3.

Královec, V., Kliment, Z., Vlček, L. (2012): Vliv rozdílného krajinného a půdního pokryvu na odtokovou odezvu v malých povodích. In: Bolom, J. et al. (eds.): Voda a krajina. ČVUT. Praha. s. 151–158. ISBN: 978-80-01-05107-8.

Královec, V., Kliment, Z., Česák, J. (2012): Hodnocení odtokové odezvy v malých povodích s rozdílným využitím území. In: Smelík, J., Jandora, J. (eds.): Workshop Adolfa Patery 2012 – Extrémní hydrologické jevy v povodích. VUT. Brno. s. 129–138. ISBN: 978-80-02-02423-1.

11 Seznam příloh

Příloha 1 - Charakteristiky srážkoodtokových událostí.....	188
Příloha 2 - Statistické ukazatele variability odtoku v jednotlivých letech pozorování.....	188
Příloha 3 - Statistické testování rozdílů mezi povodími pomocí párového t-testu (hladina významnosti 0,05)..	189
Příloha 4 - Modelové retenční křivky pro dva svrchní horizonty referenčních stanovišť	190
Příloha 5 - Odhadovaný průřez horizontů v příčných profilech (P 1 – P 3) odvodňovacích příkopů	191
Příloha 6 - Příspěvek k aktuální evapotranspiraci z jednotlivých hloubek referenčních stanovišť	192
Příloha 7 - Ukázky jednotlivých typů srážkoodtokových epizod dle typologie EF (I–VIII).....	193
Příloha 8 - Vývoj roční vlhkosti půdy ve všech stanovištích a hloubkách	195
Příloha 9 - Krabicové grafy vlhkosti půdy pro jednotlivé hloubky referenčních stanovišť	195
Příloha 10 - Krabicové grafy retenční kapacity jednotlivých půdních typů	196
Příloha 11 - Retenční kapacita v mimořádně vlhkém období (6. června 2013)	196
Příloha 12 - Retenční kapacita v průměrně vlhkém období (23. srpna 2014)	197
Příloha 13 - Retenční kapacita v suchém období (18. října 2015)	197
Příloha 14 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s jednoduchou vlnou	198
Příloha 15 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s komplexní vlnou.....	204
Příloha 16 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s dvěma po sobě následujícími vlnami	206

12 Přílohy

Příloha 1 - Charakteristiky srážkoodtokových událostí

Příčinná proměnná	Popis příčinné proměnné	Charakteristika odtokové odezvy	Popis charakteristiky odtokové odezvy
Hs (mm)	Úhrn srážek	T _{qo} (min)	Doba od počátku srážky a vzestupné větve
API 5	Nasycenost povodí v posledních 5 dnech	T _{qi} (min)	Doba vzestupné větve
Ip (mm/hod)	Průměrná intenzita srážek	T _{qd} (min)	Doba sestupné větve
ET	Pořadí týdne v roce	T _{lag} (min)	Doba prodlení
Hor0 (mm)	Počáteční odtok v patě	T _c (min)	Doba koncentrace
ASI (mm)	Nasycenost půdy	T (min)	Doba trvání S-O epizody
Th (min)	Doba trvání srážky	H _{ormax} (mm)	Kulminační průtok
API 30	Nasycenost povodí v posledních 30 dnech	W _p (m ³)	Objem přímého odtoku
I _{max} (mm/30min)	Maximální intenzita srážek	φ _p (%)	Koeficient přímého odtoku

Příloha 2 - Statistické ukazatele variability odtoku v jednotlivých letech pozorování

Rok	ZBY			TET		
	Cv	FI	V _{med}	Cv	FI	V _{med}
2007	1,152	0,306	0,824	1,612	0,356	0,737
2008	0,852	0,236	0,661	1,042	0,339	0,665
2009	1,209	0,309	0,789	1,635	0,408	1,167
2010	0,531	0,167	0,371	1,042	0,337	0,825
2011	0,405	0,129	0,279	0,793	0,264	0,554
2012	0,571	0,207	0,364	1,067	0,376	0,632
2013	1,333	0,218	0,564	2,181	0,373	1,052
2014	1,066	0,320	0,549	1,322	0,408	0,750
2015	0,547	0,145	0,350	0,785	0,221	0,474
2016	0,571	0,177	0,305	1,005	0,318	0,656
2017	0,846	0,169	0,464	0,966	0,232	0,608
CELÉ OBDOBÍ	0,951	0,215	0,505	1,568	0,341	0,807

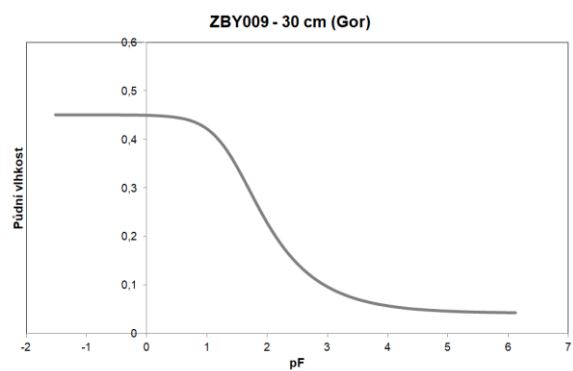
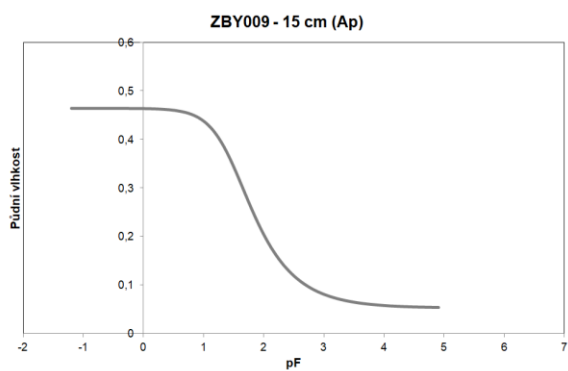
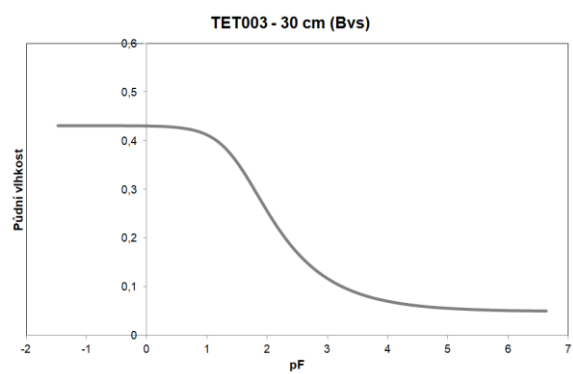
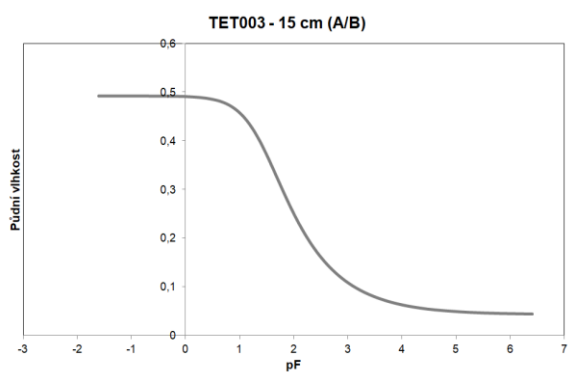
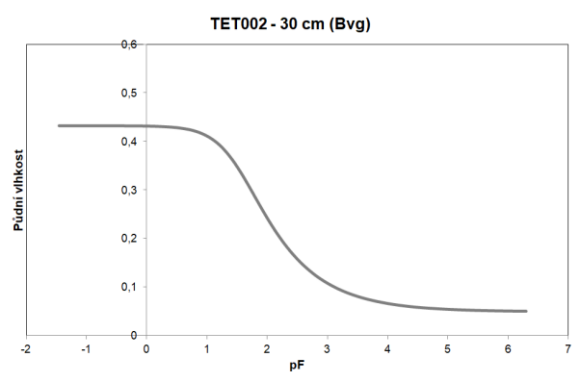
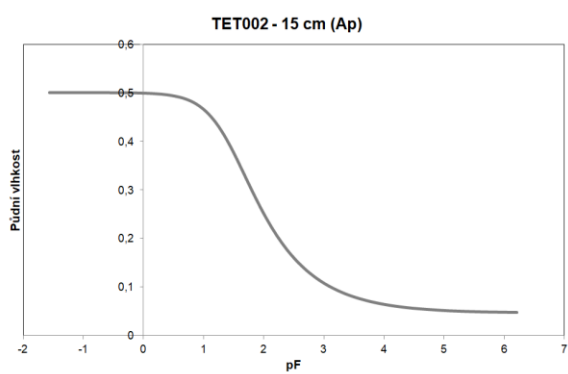
Příloha 3 - Statistické testování rozdílů mezi povodími pomocí párového t-testu (hladina významnosti 0,05)

Roční hodnoty	Rozdíl párů		t	df	Sig.
	Průměr	Směrodatná odchylka			
Odtokový koeficient	,176	,084	6,939	10	,000
BFI	,139	,056	8,252	10	,000
Cv	-,397	,199	-6,610	10	,000
FI	-,114	,043	-8,813	10	,000
Vmed	-,236	,181	-4,328	10	,001
Retenční kapacita	34,637	5,584	27,040	18	,000

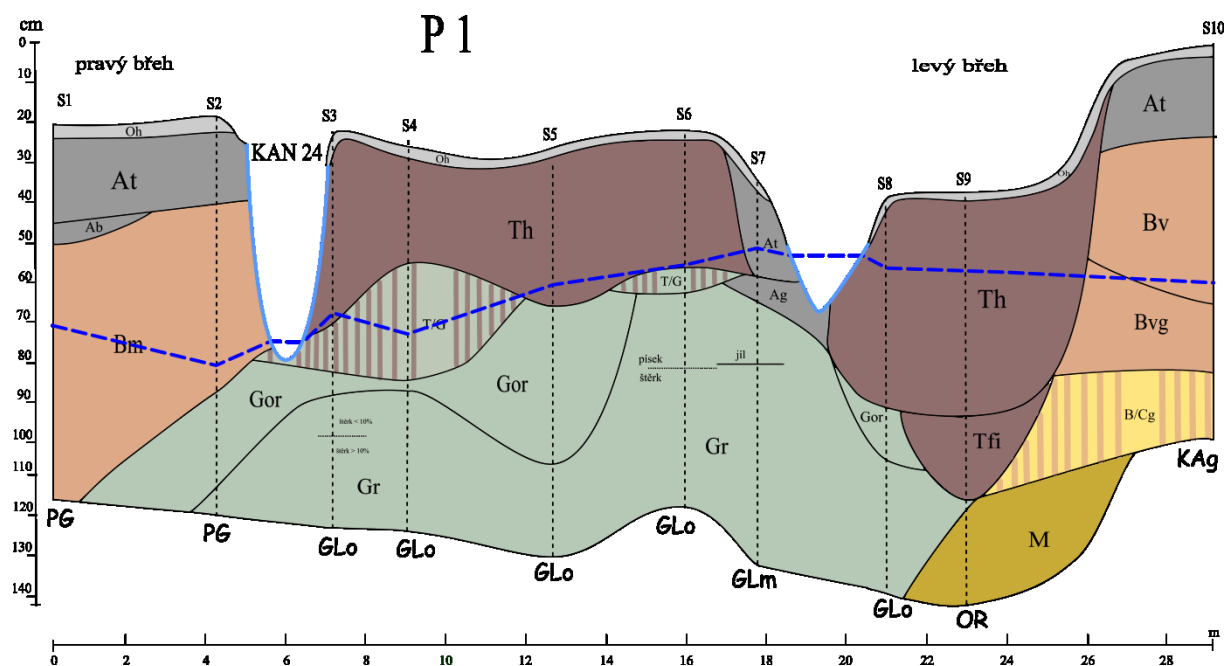
Sezonní a měsíční hodnoty	Rozdíl párů		t	df	Sig.
	Průměr	Směrodatná odchylka			
Odtokový koeficient (TP)	,107	,082	4,329	10	,001
Odtokový koeficient (CHP)	,309	,098	10,479	10	,000
Odtokový koeficient (měsíce TP)	,109	,055	4,878	5	,005
Odtokový koeficient (měsíce CHP)	,312	,055	13,877	5	,000
BFI (měsíce TP)	,155	,033	11,371	5	,000
BFI (měsíce CHP)	,113	,078	3,571	5	,016
Odtokový koeficient (všechny měsíce)	,210	,118	6,161	11	,000
BFI (všechny měsíce)	,134	,061	7,611	11	,000

Pulzace hydrogramu	Rozdíl párů		t	df	Sig.
	Průměr	Směrodatná odchylka			
Počet pulzů (den)	-25,714	19,731	-4,876	13	,000
Doba trvání pulzu (den)	0,824	3,704	,832	13	,420
Počet pulzů (hodina)	25,714	167,494	,574	13	,575
Doba trvání pulzu (hodina)	-14,333	20,951	-2,560	13	,024

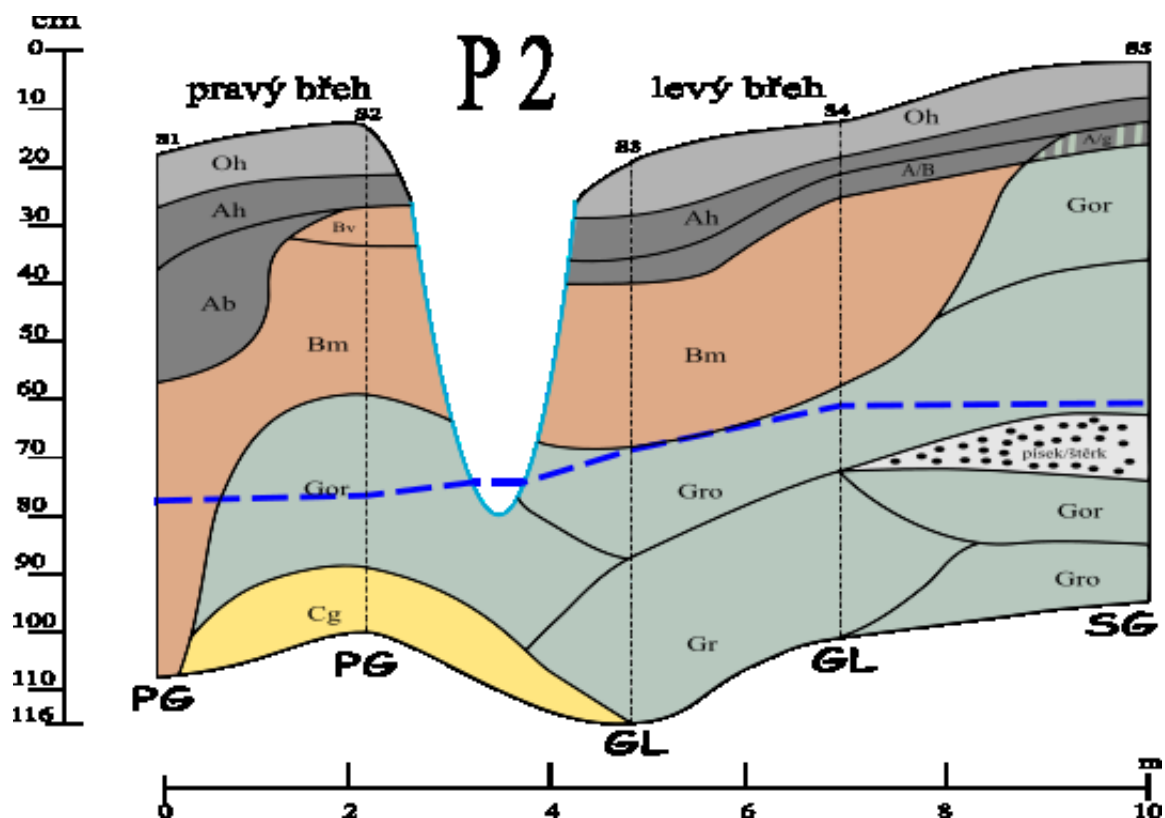
Příloha 4 - Modelové retenční křivky pro dva svrchní horizonty referenčních stanovišť

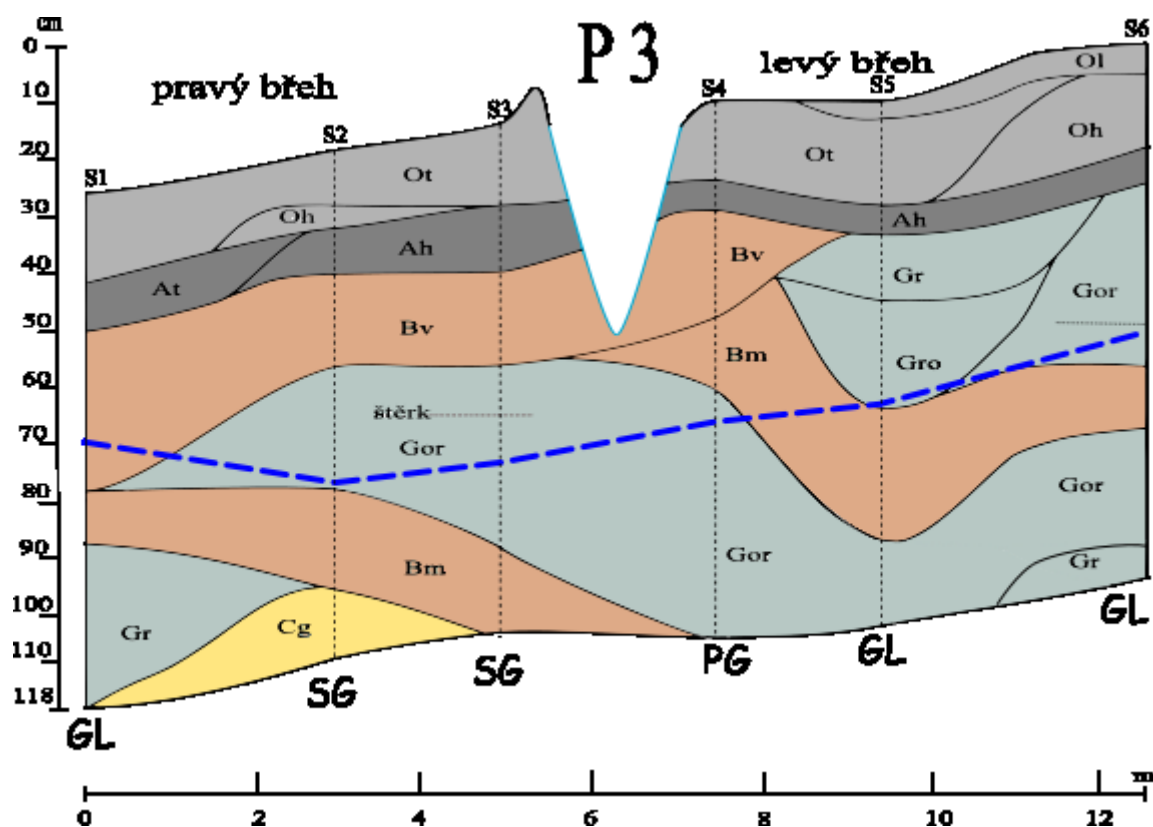


Příloha 5 - Odhadovaný průřez horizontů v příčných profilech (P 1 – P 3) odvodňovacích příkopů

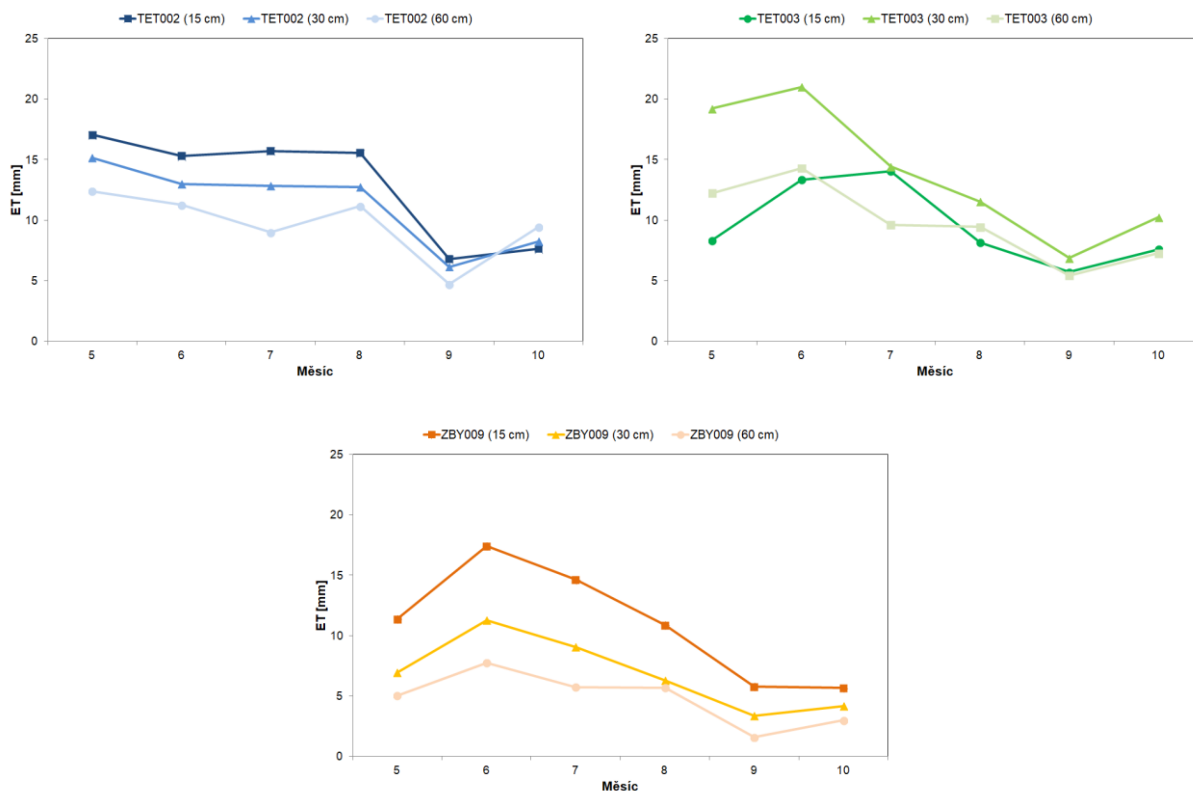


Vysvětlivky: modrá linie u všech profilů znázorňuje průměrnou výšku hladiny podzemní vody

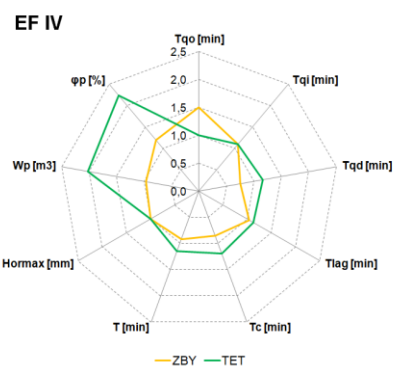
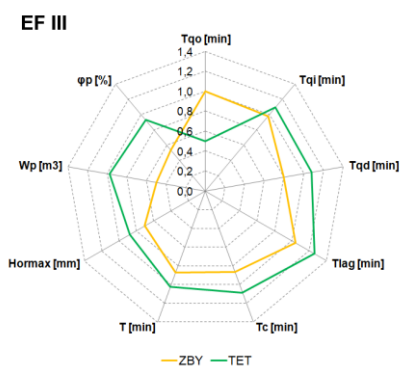
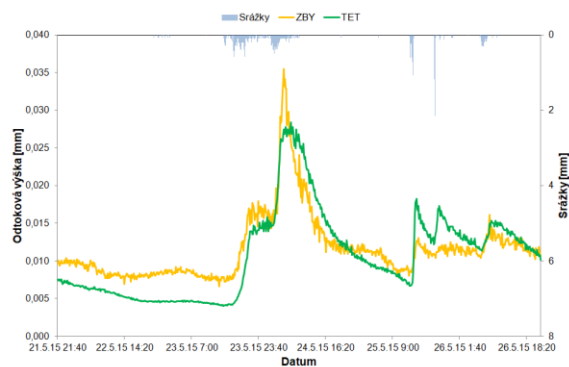
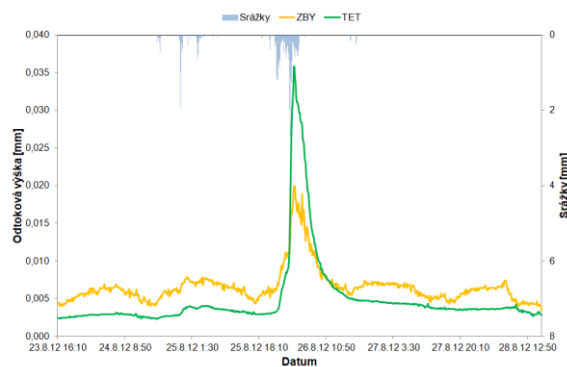
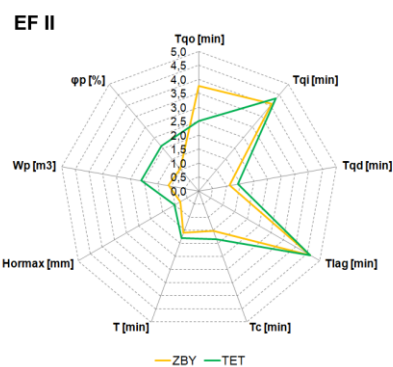
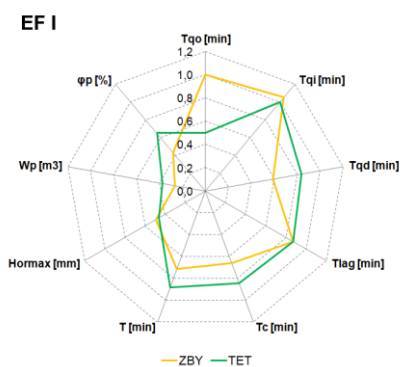
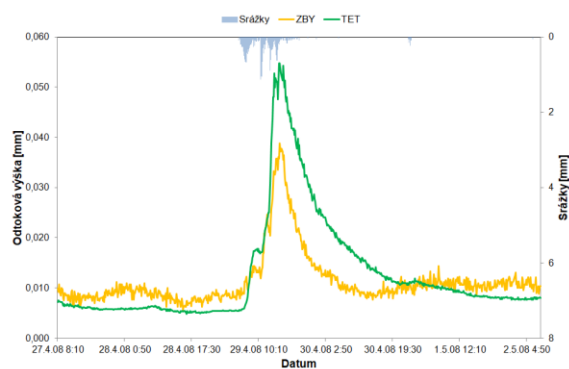
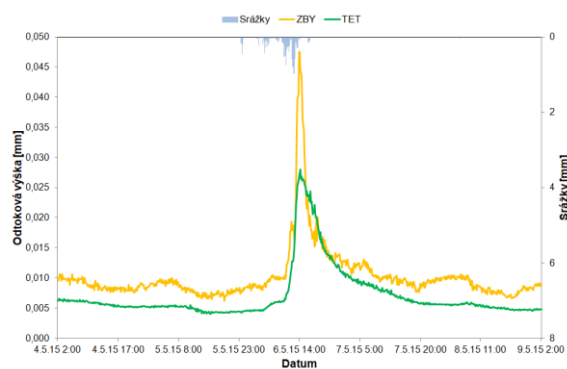


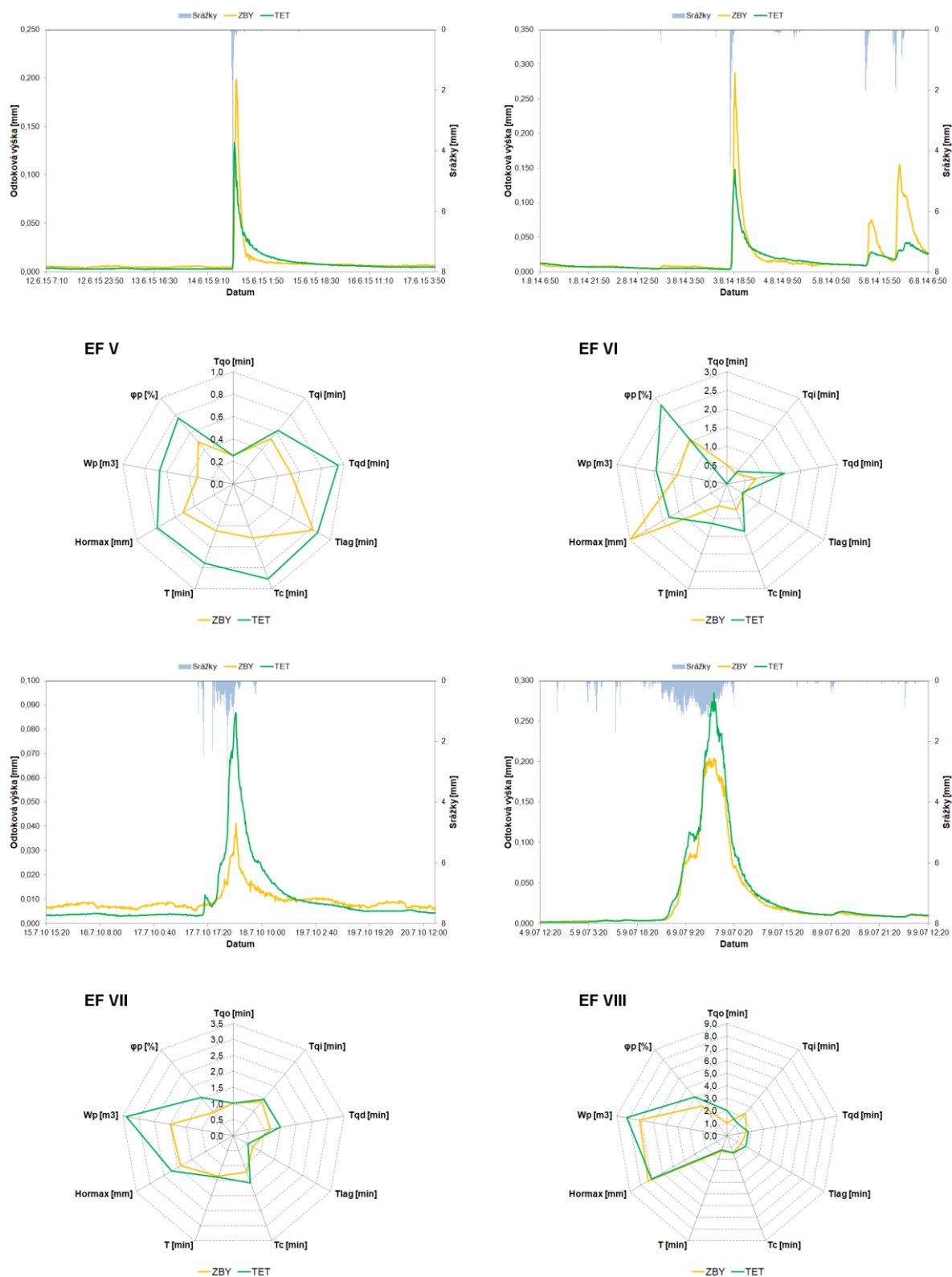


Příloha 6 - Příspěvek k aktuální evapotranspiraci z jednotlivých hloubek referenčních stanovišť



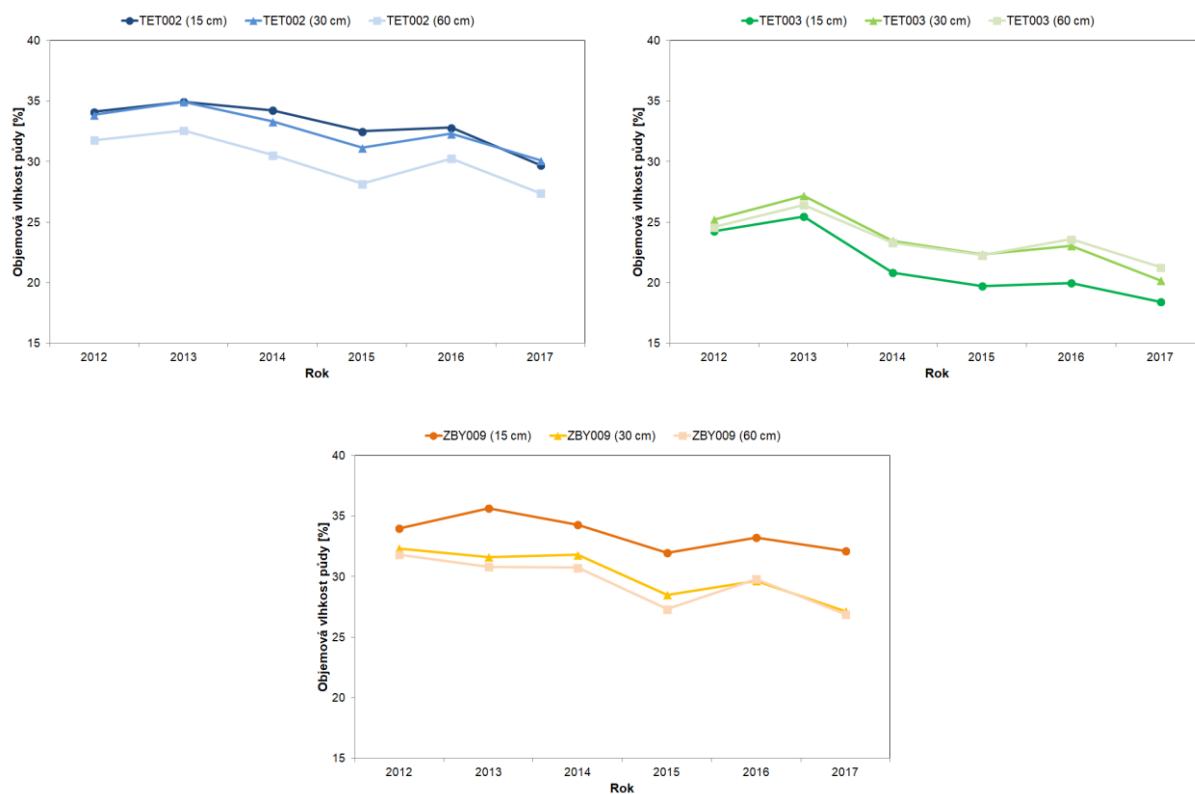
Příloha 7 - Ukázky jednotlivých typů srážkoodtokových epizod dle typologie EF (I–VIII)



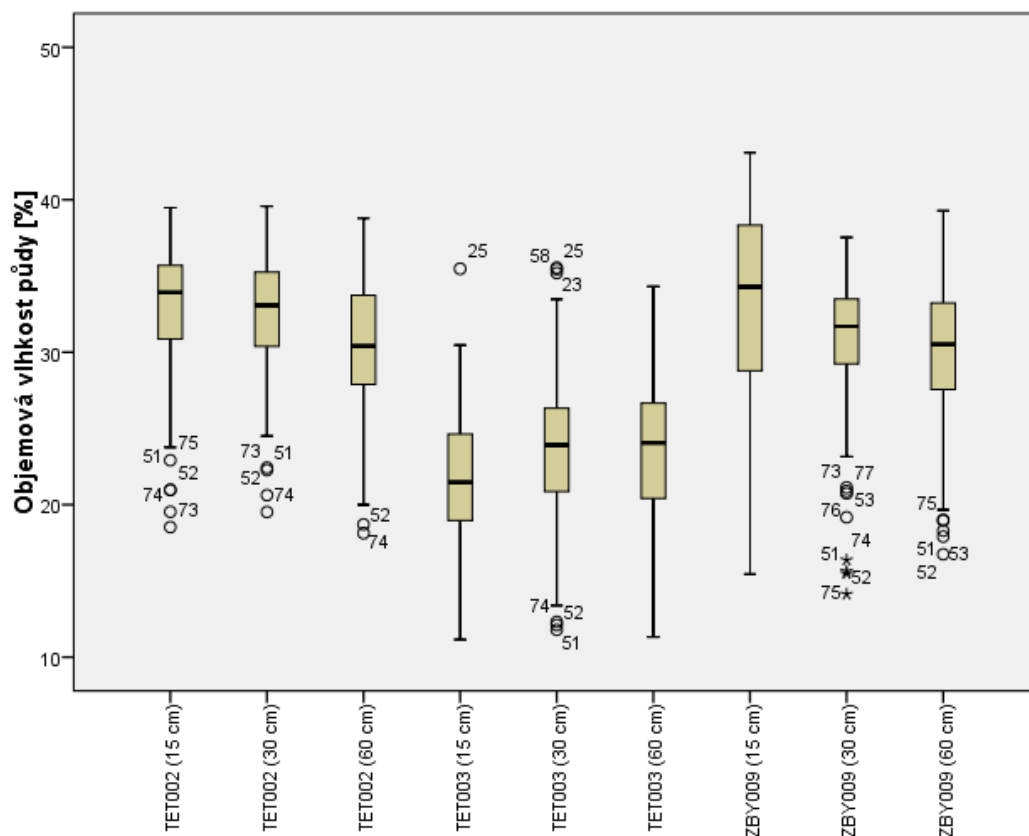


Vysvětlivky: horní graf ukazuje vybraného představitele daného typu, spodní obrázek pak srovnání odtokových charakteristik daného typu mezi povodími

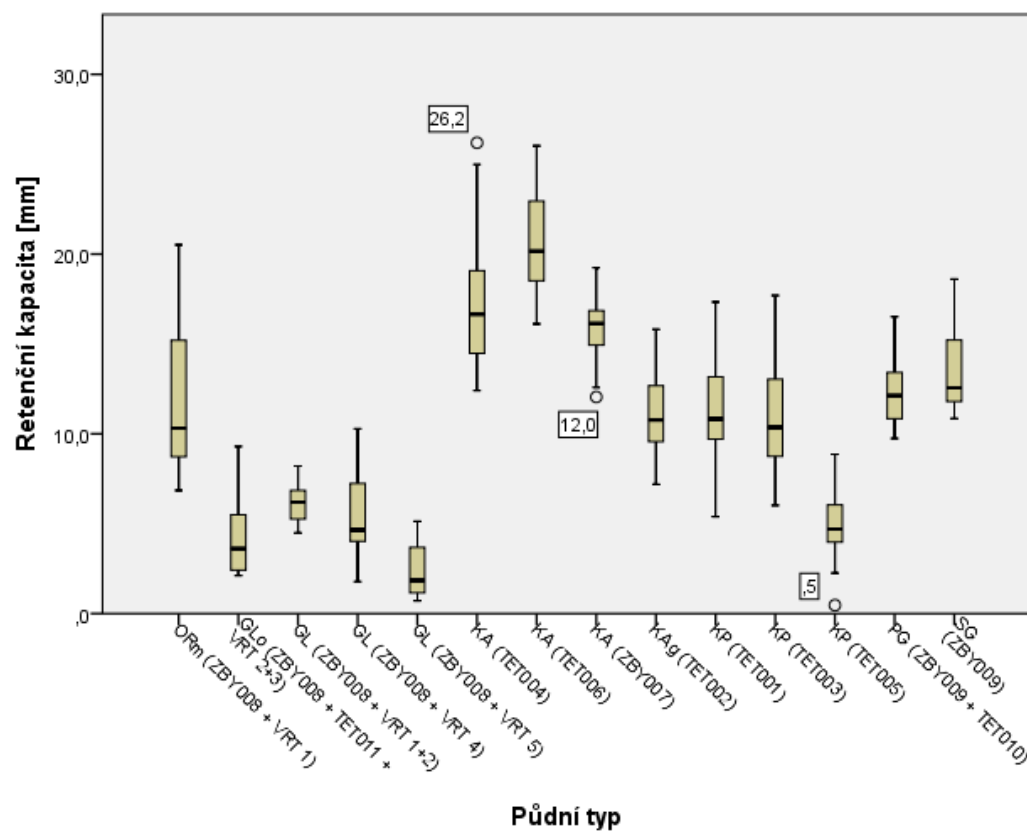
Příloha 8 - Vývoj roční vlhkosti půdy ve všech stanovištích a hloubkách



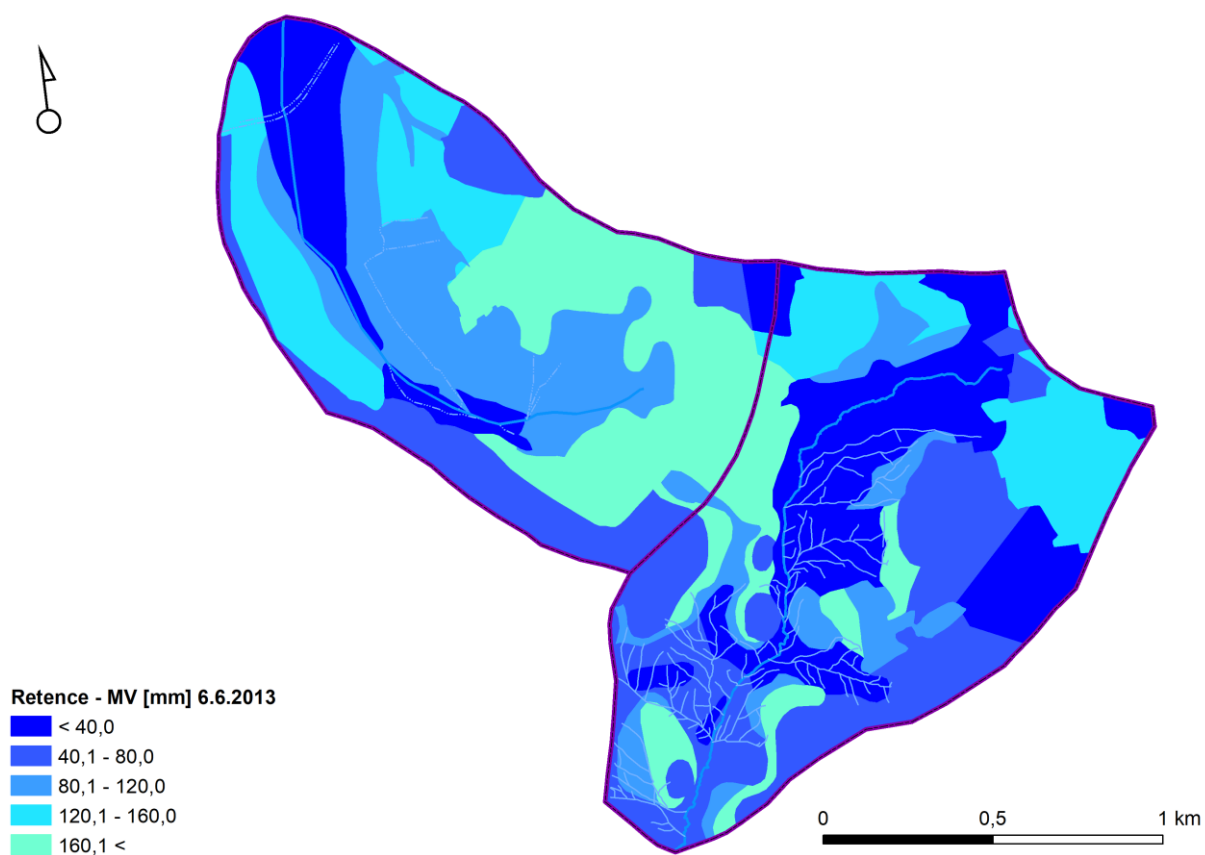
Příloha 9 - Krabicové grafy vlhkosti půdy pro jednotlivé hloubky referenčních stanovišť



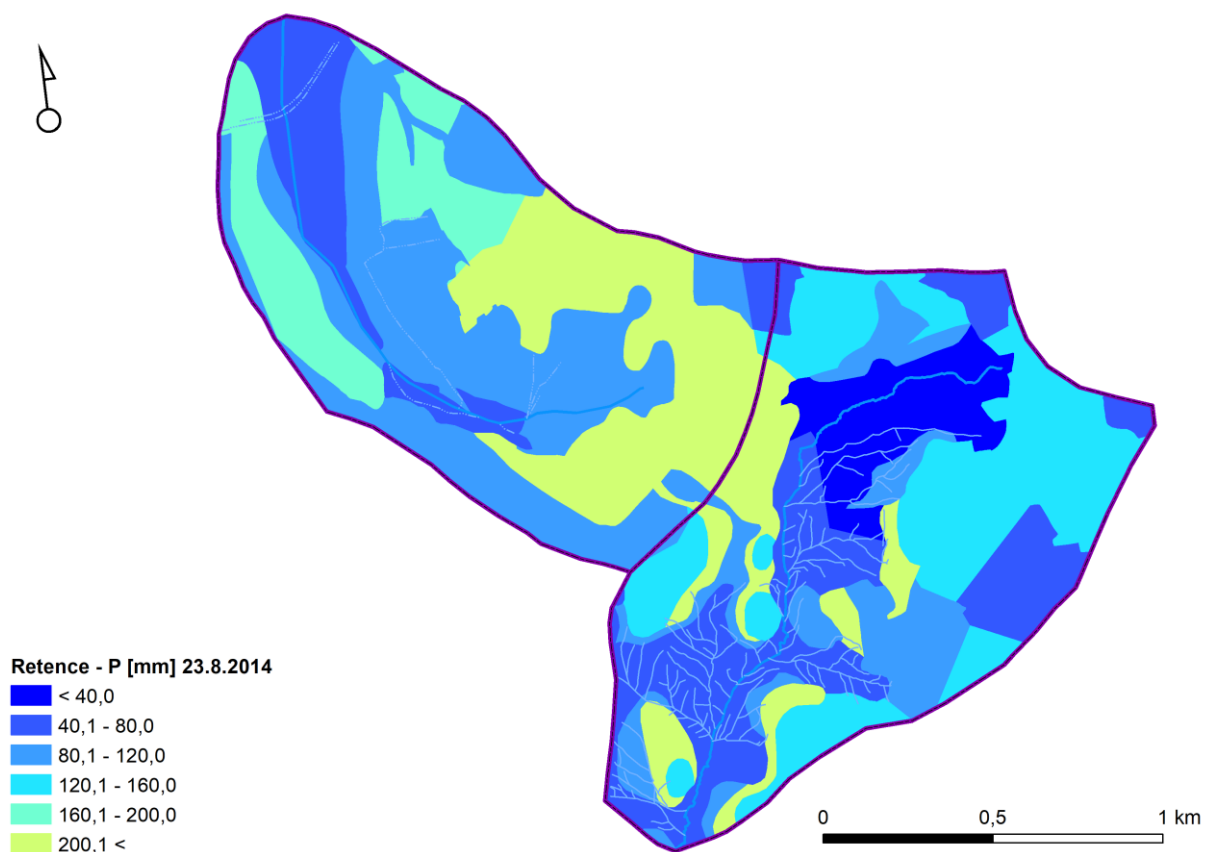
Příloha 10 - Krabicové grafy retenční kapacity jednotlivých půdních typů



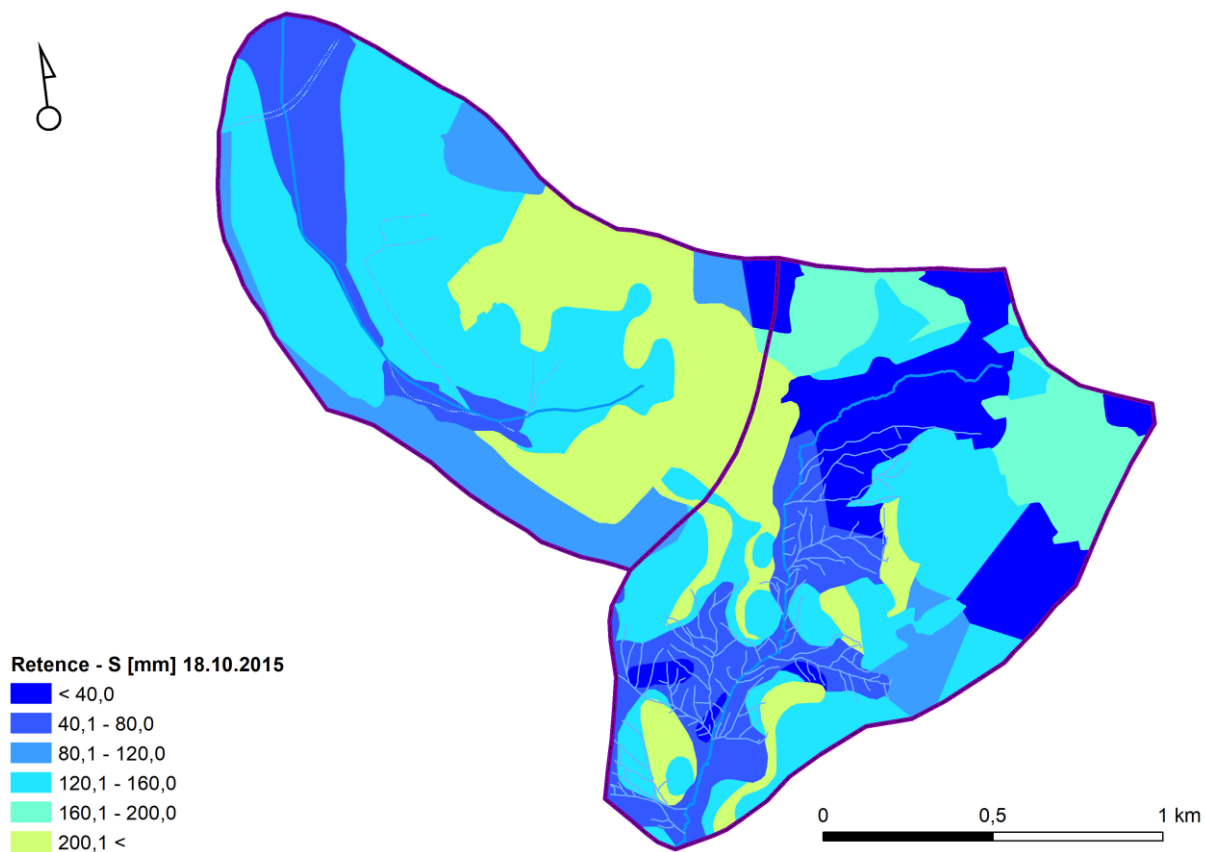
Příloha 11 - Retenční kapacita v mimořádně vlhkém období (6. června 2013)



Příloha 12 - Retenční kapacita v průměrně vlhkém období (23. srpna 2014)



Příloha 13 - Retenční kapacita v suchém období (18. října 2015)



Příloha 14 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s jednoduchou vlnou

ID_epizody	Datum kulminace	Hs [mm]	API 5	Ip [mm/hod]	ET	Hor0 [mm]	ASI [mm]	Th [min]	API 30	Imax [mm/30min]	Tqo [min]	Tqi [min]	Tqd [min]	Tlag [min]	Tc [min]	T [min]	Hormax [mm]	Wp [m³]	φp [%]
ZBY1	17.6.2006	14,7	0,00	3,15	32	0,0035		280	18,47	4,8	0	150	670	140	810	820	0,0156	484,84	2,13%
ZBY2	21.6.2006	32,0	10,23	8,35	33	0,0030		230	22,73	40,5	0	60	950	50	1 000	1 010	0,0634	2 730,13	5,50%
ZBY3	27.6.2006	17,8	4,09	5,09	34	0,0039		210	36,99	15,3	0	130	480	120	600	610	0,0209	808,98	2,93%
ZBY4	30.6.2006	52,5	17,59	4,09	34	0,0035		770	43,69	10,8	0	540	440	190	630	980	0,2448	11 109,96	13,64%
ZBY5	26.6.2007	20,8	16,96	2,23	33	0,0022		560	24,90	5,1	0	180	870	70	940	1 050	0,0257	871,00	2,70%
ZBY6	4.7.2007	12,4	2,74	1,77	35	0,0024		420	30,91	5,7	230	150	400	100	500	780	0,0062	170,48	0,89%
ZBY7	20.8.2007	14,5	5,15	3,78	41	0,0024		230	33,72	7,2	30	270	500	270	770	800	0,0074	345,73	1,54%
ZBY8	6.9.2007	87,4	16,47	3,03	44	0,0054		1 730	32,09	3,6	480	790	1 160	520	1 680	2 430	0,2041	23 607,34	17,41%
ZBY9	25.9.2007	11,8	0,52	1,91	46	0,0032		370	34,21	2,1	10	220	700	200	900	930	0,0133	522,93	2,86%
ZBY10	29.4.2008	20,3	4,05	1,35	25	0,0091		900	35,49	3,4	70	540	530	280	810	1 140	0,0388	2 035,60	6,47%
ZBY11	4.6.2008	18,8	22,63	2,56	30	0,0043		440	37,86	5,2	220	170	620	80	700	1 010	0,0570	1 921,30	6,59%
ZBY12	11.6.2008	15,4	2,70	6,15	31	0,0055		150	39,22	14,1	50	100	550	90	640	700	0,0780	1 701,45	7,13%
ZBY13	12.7.2008	17,6	6,63	2,30	36	0,0037		460	23,19	10,0	100	140	460	120	580	700	0,0238	692,14	2,53%
ZBY14	30.7.2008	22,8	3,10	7,61	38	0,0032		180	26,97	21,7	20	100	350	80	430	470	0,0298	553,44	1,56%
ZBY15	16.9.2008	48,9	0,77	1,47	45	0,0031		2 000	10,76	2,2	250	1 700	810	460	1 270	2 760	0,0479	3 860,15	5,09%
ZBY16	25.9.2008	14,7	4,26	0,46	47	0,0035		1 930	32,36	1,0	430	920	960	180	1 140	2 310	0,0075	559,29	2,45%
ZBY17	26.5.2009	13,1	4,39	3,03	29	0,0038		260	26,84	9,4	0	120	830	110	940	950	0,0113	403,20	1,98%
ZBY18	28.6.2009	30,5	97,99	2,73	34	0,0156		670	119,55	11,6	0	490	1 080	150	1 230	1 570	0,3003	14 063,74	29,74%
ZBY19	6.7.2009	10,1	29,11	1,73	35	0,0161		350	110,84	9,7	100	290	550	60	610	940	0,0957	2 525,60	16,17%
ZBY20	24.7.2009	19,0	6,08	1,90	37	0,0083		600	44,87	8,8	40	180	800	120	920	1 020	0,0335	1 552,42	5,27%
ZBY21	4.8.2009	58,1	5,20	5,45	39	0,0069		640	36,61	8,0	10	290	1 090	230	1 320	1 390	0,2254	15 470,80	17,16%
ZBY22	10.8.2009	27,6	0,23	2,55	40	0,0081		650	54,58	20,9	0	80	1 300	50	1 350	1 380	0,2396	5 779,45	13,50%
ZBY23	17.9.2009	16,2	5,36	1,95	45	0,0055		500	14,92	7,0	130	230	660	30	690	1 020	0,0196	914,74	3,64%
ZBY24	1.5.2010	15,8	0,18	3,06	25	0,0074		310	11,83	4,8	10	290	430	200	630	730	0,0209	849,76	3,46%
ZBY25	2.5.2010	16,6	21,50	9,04	26	0,0104		110	31,64	9,5	10	90	590	60	650	690	0,0952	2 345,78	9,12%
ZBY26	14.5.2010	18,7	2,13	0,69	27	0,0086		1 620	30,48	1,1	30	1 160	1 200	1 180	2 380	2 390	0,0196	2 534,92	8,73%
ZBY27	2.6.2010	41,1	12,56	3,01	30	0,0111		820	42,19	3,0	20	730	480	10	490	1 230	0,1486	11 971,12	18,77%

ZBY28	13.6.2010	33,0	19,69	2,71	32	0,0139		730	57,93	14,0	20	90	910	60	970	1 020	0,1311	6 204,47	12,13%
ZBY29	16.6.2010	11,7	27,52	0,95	32	0,0143		740	75,09	1,5	30	620	450	260	710	1 100	0,0335	1 517,81	8,33%
ZBY30	17.6.2010	6,7	35,25	10,05	32	0,0161		40	77,53	13,5	10	70	340	60	400	420	0,0498	847,14	8,15%
ZBY31	5.7.2010	17,7	2,36	2,04	35	0,0098		520	22,48	11,5	20	120	740	50	790	880	0,0541	818,87	2,98%
ZBY32	18.7.2010	41,5	1,06	2,31	37	0,0080		1 080	19,60	8,7	310	390	800	160	960	1 500	0,0413	1 631,81	2,53%
ZBY33	23.7.2010	21,4	12,80	10,69	37	0,0072		120	35,83	24,1	0	60	640	40	680	700	0,0238	796,74	2,40%
ZBY34	8.8.2010	12,6	28,62	25,25	40	0,0097		30	76,06	20,8	0	60	530	50	580	590	0,1348	2 204,01	11,26%
ZBY35	26.9.2010	14,4	2,45	0,70	47	0,0072		1 240	15,12	1,3	50	920	750	80	830	1 720	0,0135	702,42	3,15%
ZBY36	4.4.2011	12,0	1,03	5,98	22	0,0071		120	10,60	13,0	0	120	490	110	600	610	0,0206	780,83	4,21%
ZBY37	27.4.2011	9,7	3,70	2,33	25	0,0063		250	8,15	6,7	0	150	580	60	640	730	0,0127	342,64	2,27%
ZBY38	15.5.2011	11,3	2,61	1,17	27	0,0060		580	12,82	1,6	10	460	790	190	980	1 260	0,0097	330,71	1,89%
ZBY39	31.5.2011	22,8	28,19	9,14	30	0,0051		150	37,04	23,4	40	60	1 180	50	1 230	1 280	0,1044	2 980,99	8,41%
ZBY40	18.6.2011	11,9	9,23	2,22	32	0,0060	40,70	320	39,69	2,5	20	330	330	150	480	680	0,0165	446,20	2,43%
ZBY41	13.7.2011	21,2	41,58	2,96	36	0,0050	40,07	430	58,30	27,0	0	80	770	70	840	850	0,0785	2 198,52	6,69%
ZBY42	21.7.2011	18,8	2,50	2,63	37	0,0056	39,23	430	48,08	3,5	30	380	760	330	1 090	1 170	0,0249	742,70	2,54%
ZBY43	28.7.2011	14,9	2,83	2,88	38	0,0050	40,22	310	40,97	9,9	20	310	480	80	560	810	0,0323	963,30	4,17%
ZBY44	15.8.2011	16,3	8,47	3,16	41	0,0063	41,36	310	30,47	11,4	70	130	510	60	570	710	0,0338	923,62	3,65%
ZBY45	5.9.2011	14,3	5,56	3,56	44	0,0054	34,43	240	19,87	4,4	20	160	470	140	610	650	0,0143	355,25	1,61%
ZBY46	13.10.2011	22,6	10,11	1,32	49	0,0059	41,64	1 030	21,01	3,2	140	900	670	530	1 200	1 710	0,0254	1 874,92	5,34%
ZBY47	3.6.2012	9,6	18,12	3,38	30	0,0043	35,52	170	26,34	5,4	30	110	320	90	410	460	0,0098	234,62	1,58%
ZBY48	19.6.2012	16,5	0,08	7,06	33	0,0042	41,42	140	44,31	13,8	0	140	260	130	390	400	0,0141	316,94	1,24%
ZBY49	1.7.2012	10,7	0,60	21,45	34	0,0046	36,51	30	44,59	27,2	0	50	350	40	390	400	0,0150	323,31	1,94%
ZBY50	6.7.2012	37,2	35,36	17,15	35	0,0047	45,10	130	65,60	15,7	0	100	740	30	770	840	0,3753	11 156,19	19,35%
ZBY51	6.8.2012	23,3	15,04	4,81	39	0,0047	39,74	290	30,71	13,7	0	70	1 010	60	1 070	1 080	0,0946	2 757,93	7,64%
ZBY52	26.8.2012	22,3	11,33	3,71	42	0,0060	32,90	360	21,20	8,0	20	260	470	50	520	750	0,0199	692,92	2,01%
ZBY53	13.9.2012	30,8	3,59	1,44	45	0,0068	42,37	1 280	33,02	4,2	10	920	1 030	830	1 860	1 960	0,0438	3 343,91	7,00%
ZBY54	7.10.2012	11,1	1,75	1,13	48	0,0068	43,21	590	13,69	4,0	210	270	410	70	480	890	0,0196	354,81	2,07%
ZBY55	20.4.2013	15,2	9,50	0,77	24	0,0145	59,15	1 180	16,40	1,1	240	810	510	1 020	1 530	1 560	0,0365	1 859,60	7,89%
ZBY56	25.6.2013	31,3	11,47	1,61	33	0,0108	42,42	1 170	53,11	2,7	170	470	1 130	390	1 520	1 770	0,0957	5 713,39	11,76%
ZBY57	6.8.2013	55,3	0,00	15,80	39	0,0058	22,47	210	4,78	57,9	50	80	550	60	610	680	0,1683	3 794,34	4,42%

ZBY58	19.8.2013	17,4	0,14	2,61	41	0,0045	36,18	400	34,82	7,1	10	400	340	400	740	750	0,0127	454,42	1,69%
ZBY59	29.5.2014	15,6	19,81	1,04	29	0,0078	48,92	900	52,89	2,0	100	820	1 120	580	1 700	2 040	0,0224	2 083,87	8,59%
ZBY60	14.7.2014	13,2	19,47	11,31	36	0,0056	45,05	70	49,08	19,2	10	120	540	70	610	670	0,0402	955,91	4,67%
ZBY61	31.7.2014	27,6	21,29	2,67	38	0,0074	47,91	620	61,29	6,8	30	130	1 210	110	1 320	1 370	0,2673	11 957,73	27,90%
ZBY62	3.8.2014	14,3	29,87	9,53	39	0,0046	47,68	90	68,36	13,4	20	80	520	90	610	620	0,2875	6 716,68	30,27%
ZBY63	11.8.2014	9,8	0,76	1,51	40	0,0086	46,74	390	56,67	4,0	20	390	230	320	550	640	0,0175	503,80	3,31%
ZBY64	12.9.2014	22,3	4,16	1,61	45	0,0085	48,69	830	34,90	2,8	10	540	890	530	1 420	1 440	0,0905	6 134,78	17,73%
ZBY65	22.9.2014	8,3	2,71	2,76	46	0,0097	49,18	180	36,25	7,2	20	120	560	110	670	700	0,0345	915,96	7,13%
ZBY66	1.10.2014	22,2	3,90	2,08	47	0,0083	48,47	640	24,25	7,0	170	470	600	80	680	1 240	0,1478	4 776,37	13,85%
ZBY67	17.10.2014	10,4	8,11	1,30	50	0,0081	49,41	480	18,73	1,4	70	440	310	240	550	820	0,0280	865,68	5,39%
ZBY68	23.10.2014	33,4	11,60	2,25	50	0,0121	56,38	890	29,54	2,8	80	460	1 220	160	1 380	1 760	0,2728	17 715,07	34,20%
ZBY69	6.5.2015	12,0	9,82	1,31	26	0,0086	48,87	550	23,65	3,0	40	500	640	80	720	1 180	0,0475	1 516,04	8,12%
ZBY70	24.5.2015	16,7	22,56	0,89	29	0,0081	52,15	1 120	31,24	1,7	130	760	450	740	1 190	1 340	0,0355	1 962,17	7,59%
ZBY71	9.6.2015	18,1	0,33	1,72	31	0,0052	40,22	630	19,69	5,0	0	130	950	120	1 070	1 080	0,0316	1 156,98	4,13%
ZBY72	14.6.2015	21,6	0,77	9,97	32	0,0047	43,41	130	26,02	29,9	10	80	370	60	430	460	0,1984	3 306,94	9,87%
ZBY73	31.5.2016	22,9	4,41	2,21	30	0,0069	40,26	620	21,30	3,9	10	650	430	530	960	1 090	0,0232	1 081,82	3,05%
ZBY74	5.6.2016	10,0	11,26	14,99	31	0,0072	46,17	40	34,81	13,8	10	70	300	70	370	380	0,0562	814,13	5,25%
ZBY75	25.6.2016	13,9	0,05	5,56	33	0,0060	38,47	150	22,67	5,1	10	170	270	100	370	450	0,0117	231,11	1,07%
ZBY76	27.6.2016	23,4	13,06	1,54	34	0,0077	42,64	910	34,06	3,0	80	610	770	570	1 340	1 460	0,0268	1 777,42	4,90%
ZBY77	11.7.2016	25,1	0,87	3,87	36	0,0056	37,59	390	22,35	31,2	30	80	440	70	510	550	0,0199	642,89	1,65%
ZBY78	12.7.2016	16,6	27,92	4,75	36	0,0093	48,63	210	47,31	6,5	20	230	510	200	710	760	0,0521	1 611,70	6,24%
ZBY79	17.9.2016	23,5	6,78	6,13	45	0,0097	32,84	230	17,86	11,1	10	170	430	50	480	610	0,0925	1 933,51	5,30%
ZBY80	4.10.2016	20,4	8,19	2,45	48	0,0088	42,65	500	21,22	2,7	80	380	570	200	770	1 030	0,0537	1 795,04	5,66%
ZBY81	11.7.2017	10,4	0,92	3,11	36	0,0041	20,22	200	9,86	3,2	30	200	150	70	220	380	0,0066	89,30	0,56%
ZBY82	11.8.2017	18,8	15,53	2,51	40	0,0045	32,84	450	40,78	13,6	0	510	390	250	640	900	0,0196	646,36	2,21%
ZBY83	19.8.2017	13,7	2,99	13,69	41	0,0032	31,10	60	37,62	16,4	0	90	340	80	420	430	0,0109	269,86	1,27%
ZBY84	1.9.2017	29,3	0,28	1,37	43	0,0033	26,27	1 280	17,77	5,9	80	1 260	310	1 170	1 480	1 650	0,0071	472,20	1,04%
ZBY85	3.9.2017	9,2	27,72	2,04	43	0,0050	39,21	270	41,99	2,2	90	190	470	120	590	750	0,0086	172,00	1,21%
TET1	17.6.2006	14,7	0,00	3,15	32	0,0049		280	18,47	4,8	0	170	550	160	710	720	0,0169	520,24	2,19%
TET2	21.6.2006	32,0	10,23	8,35	33	0,0051		230	22,73	40,5	0	70	1 250	60	1 310	1 320	0,0792	4 390,26	8,48%

TET3	27.6.2006	17,8	4,09	5,09	34	0,0048		210	36,99	15,3	0	180	640	170	810	820	0,0151	530,12	1,84%
TET4	30.6.2006	52,5	17,59	4,09	34	0,0052		770	43,69	10,8	0	550	560	200	760	1 110	0,4031	26 852,17	31,62%
TET5	26.6.2007	20,8	16,96	2,23	33	0,0018		560	24,90	5,1	10	150	1 010	50	1 060	1 170	0,0335	1 282,94	3,81%
TET6	4.7.2007	12,4	2,74	1,77	35	0,0021		420	30,91	5,7	220	140	540	80	620	900	0,0088	242,27	1,21%
TET7	20.8.2007	14,5	5,15	3,78	41	0,0015		230	33,72	7,2	20	250	620	240	860	890	0,0151	931,93	3,97%
TET8	6.9.2007	87,4	16,47	3,03	44	0,0042		1 730	32,09	3,6	380	970	1 440	600	2 040	2 790	0,2850	31 970,54	22,62%
TET9	25.9.2007	11,8	0,52	1,91	46	0,0023		370	34,21	2,1	10	210	630	190	820	850	0,0117	501,90	2,63%
TET10	29.4.2008	21,6	4,05	1,44	25	0,0059		900	38,04	3,0	80	520	970	490	1 460	1 570	0,0548	5 631,70	16,14%
TET11	4.6.2008	19,5	13,74	2,71	30	0,0038		430	29,36	6,4	220	160	750	70	820	1 130	0,0393	1 755,41	5,58%
TET12	11.6.2008	15,8	3,75	5,57	31	0,0036		170	35,20	17,0	40	140	570	120	690	750	0,0310	1 359,75	5,33%
TET13	12.7.2008	16,3	7,22	2,13	36	0,0025		460	24,69	8,7	90	150	600	120	720	840	0,0229	777,02	2,94%
TET14	30.7.2008	27,6	3,28	8,73	38	0,0023		190	27,05	23,1	30	80	510	60	570	620	0,0674	1 749,77	3,91%
TET15	16.9.2008	47,3	0,77	1,45	45	0,0021		1 960	11,02	2,3	170	1 780	1 070	480	1 550	3 020	0,0426	4 673,80	6,11%
TET16	25.9.2008	14,4	3,73	0,45	47	0,0027		1 930	31,31	1,1	390	970	970	180	1 150	2 330	0,0100	992,56	4,27%
TET17	26.5.2009	12,8	8,09	2,95	29	0,0038		260	30,10	9,5	0	180	870	170	1 040	1 050	0,0221	983,46	4,75%
TET18	28.6.2009	25,5	98,10	2,29	34	0,0218		670	119,50	7,5	320	200	1 210	180	1 390	1 730	0,1812	9 027,73	21,87%
TET19	6.7.2009	9,6	28,70	1,60	35	0,0180		360	106,52	9,8	120	270	790	40	830	1 180	0,0485	1 954,50	12,56%
TET20	24.7.2009	19,0	7,43	1,81	37	0,0057		630	46,56	8,3	10	200	920	50	970	1 130	0,0381	3 082,48	10,05%
TET21	4.8.2009	51,6	6,79	4,69	39	0,0053		660	39,16	8,7	0	310	1 350	250	1 600	1 660	0,2029	16 555,18	19,82%
TET22	10.8.2009	33,4	0,40	2,99	40	0,0054		670	52,55	10,7	0	90	1 330	60	1 390	1 420	0,4236	13 269,06	24,56%
TET23	17.9.2009	18,4	5,49	2,21	45	0,0045		500	15,35	7,4	120	270	740	70	810	1 130	0,0466	2 929,51	9,84%
TET24	1.5.2010	17,0	0,12	3,40	25	0,0034		300	12,17	5,4	10	280	700	190	890	990	0,0343	2 318,58	8,43%
TET25	2.5.2010	17,5	21,75	8,06	26	0,0077		130	32,21	12,3	0	110	1 050	70	1 120	1 160	0,0916	5 098,20	18,05%
TET26	14.5.2010	20,8	2,44	0,76	27	0,0049		1 650	31,79	2,4	0	1 100	1 420	1 090	2 510	2 520	0,0354	6 808,54	20,21%
TET27	2.6.2010	42,0	12,59	3,07	30	0,0070		820	42,75	2,6	10	740	580	40	620	1 330	0,2530	23 318,79	34,36%
TET28	13.6.2010	33,3	29,12	2,77	32	0,0106		720	67,09	7,0	10	80	1 190	50	1 240	1 280	0,2346	13 747,22	25,54%
TET29	16.6.2010	11,5	27,90	0,95	32	0,0178		730	83,28	1,5	20	640	990	280	1 270	1 650	0,0462	3 477,55	18,65%
TET30	17.6.2010	6,7	35,46	10,05	32	0,0221		40	84,51	13,5	0	70	1 080	50	1 130	1 150	0,0722	2 796,09	25,80%
TET31	5.7.2010	17,5	1,87	2,10	35	0,0053		500	24,06	9,9	0	120	860	50	910	980	0,0381	1 548,18	5,46%
TET32	18.7.2010	46,8	1,01	2,57	37	0,0033		1 090	22,83	16,5	70	620	1 160	590	1 750	1 850	0,0867	6 603,99	8,73%

TET33	23.7.2010	23,5	12,78	10,84	37	0,0038		130	39,09	27,1	0	70	880	40	920	950	0,0606	3 355,41	8,83%
TET34	8.8.2010	9,0	29,02	26,99	40	0,0160		20	77,56	16,6	0	50	520	40	560	570	0,0448	1 239,58	8,52%
TET35	26.9.2010	13,7	2,29	0,66	47	0,0040		1 250	14,32	1,1	60	940	850	100	950	1 850	0,0169	1 435,67	6,47%
TET36	4.4.2011	13,3	0,97	7,28	22	0,0053		110	10,76	16,0	0	120	780	110	890	900	0,0457	2 915,90	13,51%
TET37	27.4.2011	11,9	4,09	2,65	25	0,0030		270	8,70	5,4	0	160	690	70	760	850	0,0185	701,60	3,64%
TET38	15.5.2011	11,9	2,31	1,23	27	0,0024		580	13,43	1,7	0	490	590	210	800	1 080	0,0088	449,31	2,34%
TET39	31.5.2011	17,8	29,65	7,14	30	0,0024		150	38,37	17,2	30	90	1 280	60	1 340	1 400	0,0475	3 675,76	12,74%
TET40	18.6.2011	11,8	9,16	2,21	32	0,0027	38,94	320	36,75	2,7	20	340	590	310	900	950	0,0173	912,43	4,79%
TET41	13.7.2011	21,2	40,72	2,95	36	0,0024	39,71	430	56,94	24,4	0	80	920	70	990	1 000	0,0548	3 565,45	10,42%
TET42	21.7.2011	18,9	2,44	2,63	37	0,0027	38,96	430	47,25	3,5	30	400	1 110	350	1 460	1 540	0,0274	2 060,21	6,75%
TET43	28.7.2011	14,9	2,91	2,88	38	0,0026	39,57	310	41,01	9,9	20	330	680	100	780	1 030	0,0274	1 240,97	5,15%
TET44	15.8.2011	14,6	9,04	2,74	41	0,0031	41,01	320	32,11	7,9	20	210	890	80	970	1 120	0,0310	1 737,12	7,36%
TET45	5.9.2011	13,1	4,25	3,27	44	0,0021	35,20	240	19,36	4,9	10	200	710	140	850	920	0,0111	455,44	2,15%
TET46	13.10.2011	22,1	9,84	1,28	49	0,0025	40,73	1 040	20,08	3,3	160	870	1 070	520	1 590	2 100	0,0281	3 251,69	9,09%
TET47	3.6.2012	9,6	19,96	3,41	30	0,0023	35,90	170	28,11	5,4	20	160	620	130	750	800	0,0118	527,37	3,38%
TET48	19.6.2012	16,6	0,14	6,64	33	0,0027	41,64	150	45,82	13,7	0	150	640	120	760	790	0,0216	880,61	3,28%
TET49	1.7.2012	9,4	0,38	18,90	34	0,0027	37,35	30	42,30	24,1	0	60	290	50	340	350	0,0115	213,65	1,40%
TET50	6.7.2012	30,3	35,90	14,00	35	0,0031	45,16	130	64,54	25,2	20	110	950	60	1 010	1 080	0,5792	15 267,10	31,11%
TET51	6.8.2012	21,8	15,70	4,36	39	0,0029	40,09	300	30,76	20,0	0	70	1 500	50	1 550	1 570	0,0779	4 125,09	11,69%
TET52	26.8.2012	22,3	11,33	3,71	42	0,0031	33,45	360	21,00	8,0	0	280	700	50	750	980	0,0358	1 693,42	4,70%
TET53	13.9.2012	30,8	4,07	1,44	45	0,0039	41,95	1 280	33,48	4,2	20	890	1 530	810	2 340	2 440	0,0471	6 366,22	12,78%
TET54	7.10.2012	10,2	1,59	1,20	48	0,0042	41,94	510	13,56	5,6	200	300	480	90	570	980	0,0155	458,04	2,78%
TET55	20.4.2013	14,9	10,66	0,74	24	0,0153	60,60	1 210	17,70	1,2	20	1 100	540	1 080	1 620	1 660	0,0435	3 599,11	14,97%
TET56	25.6.2013	33,8	11,27	1,73	33	0,0094	42,24	1 170	53,26	2,6	200	490	1 050	440	1 490	1 740	0,0747	7 583,63	13,87%
TET57	6.8.2013	55,3	0,00	15,80	39	0,0032	23,58	210	5,96	57,9	20	100	770	50	820	890	0,2029	5 695,02	6,37%
TET58	19.8.2013	18,5	0,10	2,77	41	0,0030	35,86	400	35,25	11,0	0	380	660	370	1 030	1 040	0,0247	1 198,49	4,01%
TET59	29.5.2014	15,6	20,72	1,04	29	0,0052	46,07	900	53,66	2,1	90	750	1 720	500	2 220	2 560	0,0290	4 474,01	17,78%
TET60	13.7.2014	13,2	19,93	11,33	36	0,0028	42,49	70	49,54	19,2	0	90	1 160	30	1 190	1 250	0,0369	2 285,23	10,69%
TET61	31.7.2014	28,5	17,55	2,76	38	0,0034	45,28	620	60,19	8,2	40	270	760	200	960	1 070	0,0938	7 674,20	16,63%
TET62	3.8.2014	14,3	25,94	9,54	39	0,0034	45,77	90	68,10	13,4	0	100	580	90	670	680	0,1477	5 151,29	22,26%

TET63	11.8.2014	9,1	0,31	1,44	40	0,0042	44,58	380	54,94	4,0	70	330	710	320	1 030	1 110	0,0111	629,40	4,26%
TET64	12.9.2014	21,6	4,75	1,56	45	0,0040	46,29	830	34,48	3,1	10	550	890	540	1 430	1 450	0,0453	4 860,17	13,88%
TET65	22.9.2014	8,0	2,79	2,68	46	0,0051	46,70	180	35,19	5,8	10	210	460	190	650	680	0,0178	867,42	6,67%
TET66	1.10.2014	24,3	4,28	2,21	47	0,0038	45,99	660	24,26	7,8	80	570	950	70	1 020	1 600	0,0991	6 278,18	15,97%
TET67	17.10.2014	10,1	6,82	1,28	50	0,0045	46,74	470	18,10	1,4	40	490	570	260	830	1 100	0,0210	1 441,25	8,86%
TET68	23.10.2014	37,2	12,02	2,51	50	0,0086	51,83	890	29,38	3,5	110	440	1 020	170	1 190	1 570	0,2318	17 482,97	29,09%
TET69	6.5.2015	11,8	9,87	1,28	26	0,0046	44,71	550	23,95	3,1	10	550	600	100	700	1 160	0,0281	1 762,81	9,26%
TET70	24.5.2015	16,7	22,51	0,89	29	0,0041	49,14	1 120	31,20	1,7	120	880	750	850	1 600	1 750	0,0284	3 397,06	12,60%
TET71	9.6.2015	18,1	0,33	1,72	31	0,0029	39,43	630	19,70	5,0	0	160	1 090	150	1 240	1 250	0,0176	1 410,31	4,83%
TET72	14.6.2015	21,6	0,77	9,98	32	0,0026	41,79	130	26,03	29,9	10	60	960	40	1 000	1 030	0,1331	4 356,48	12,45%
TET73	31.5.2016	22,6	3,05	2,19	30	0,0024	38,50	620	19,82	3,8	10	670	960	550	1 510	1 640	0,0335	2 621,60	7,16%
TET74	5.6.2016	10,3	12,56	15,52	31	0,0030	43,38	40	34,14	20,4	0	100	370	90	460	470	0,0205	630,69	3,77%
TET75	25.6.2016	14,6	0,01	5,15	33	0,0020	36,76	170	22,71	4,8	20	140	420	70	490	580	0,0118	332,54	1,41%
TET76	27.6.2016	22,2	13,62	1,46	34	0,0027	40,64	910	34,68	3,7	40	670	1 100	590	1 690	1 810	0,0324	3 455,04	9,64%
TET77	11.7.2016	25,5	1,25	4,03	36	0,0018	36,08	380	22,38	30,5	10	80	810	50	860	900	0,0324	1 667,10	4,04%
TET78	12.7.2016	18,4	28,42	5,25	36	0,0059	47,41	210	47,52	7,3	10	220	710	180	890	940	0,0639	4 135,95	13,91%
TET79	17.9.2016	23,5	6,71	6,13	45	0,0022	31,41	230	17,97	11,1	10	150	640	30	670	800	0,0232	787,57	2,07%
TET80	4.10.2016	20,0	8,53	2,40	48	0,0021	39,09	500	21,48	2,6	20	420	570	180	750	1 010	0,0307	1 715,21	5,30%
TET81	11.7.2017	10,3	0,83	3,08	36	0,0015	19,79	200	9,54	2,9	30	200	300	70	370	530	0,0044	114,36	0,69%
TET82	11.8.2017	18,8	16,48	2,57	40	0,0020	30,50	440	44,74	13,1	30	450	730	220	950	1 210	0,0281	1 578,33	5,18%
TET83	19.8.2017	13,1	3,78	13,14	41	0,0016	28,97	60	41,00	12,7	0	100	650	90	740	750	0,0111	405,55	1,91%
TET84	1.9.2017	31,2	0,32	1,46	43	0,0014	24,61	1 280	18,66	6,7	70	1 270	720	1 170	1 890	2 060	0,0105	999,25	1,98%
TET85	3.9.2017	10,3	29,13	2,20	43	0,0026	35,48	280	44,26	2,8	40	230	680	100	780	950	0,0188	1 007,06	6,06%

Příloha 15 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s komplexní vlnou

ID_epizody	Datum kulminace	Hs [mm]	API 5	Ip [mm/hod]	ET	Hor0 [mm]	ASI [mm]	Th [min]	API 30	I _{max} [mm/30min]	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	H _{ormax} [mm]	W _p [m³]	φ _p [%]
ZBY3	22.4.2008	37,6	0,31	1,82	24	0,0046		1 240	13,15	8,4	0	1 110	1 910	160	2 070	3 020	0,0533	6 590,18	11,31%
ZBY5	16.8.2008	50,0	2,10	1,30	41	0,0033		2 310	23,76	9,7	20	2 180	910	1 530	2 440	3 110	0,0696	5 481,47	7,07%
ZBY6	23.6.2009	126,4	8,43	2,16	33	0,0037		3 510	28,79	10,1	0	1 930	2 160	120	2 280	4 090	0,2651	50 205,11	25,60%
ZBY7	4.7.2009	24,3	13,40	0,82	35	0,0139		1 790	103,10	15,1	0	550	1 570	540	2 110	2 120	0,0562	5 397,74	14,29%
ZBY9	18.7.2009	21,2	0,05	1,14	37	0,0086		1 120	61,94	4,8	0	1 030	610	1 010	1 620	1 640	0,0709	3 128,64	9,50%
ZBY10	9.10.2009	21,9	0,73	1,66	48	0,0046		790	6,51	3,9	20	550	790	400	1 190	1 360	0,0184	865,84	2,55%
ZBY13	29.9.2010	15,1	14,23	0,56	47	0,0078		1 610	22,98	2,0	130	1 540	380	70	450	2 050	0,0161	1 199,24	5,11%
ZBY14	27.5.2011	35,8	2,29	1,56	29	0,0055		1 380	14,58	5,7	10	1 210	520	800	1 320	1 740	0,0182	1 514,26	2,73%
ZBY16	19.9.2011	25,9	6,16	0,64	46	0,0054	35,59	2 440	17,97	2,3	100	1 800	1 220	1 830	3 050	3 120	0,0113	1 266,92	3,15%
ZBY18	13.6.2012	27,4	22,93	1,63	32	0,0045	44,41	1 010	44,11	9,9	0	740	770	730	1 500	1 510	0,0952	4 565,13	10,75%
ZBY19	20.6.2012	45,5	14,37	4,79	33	0,0032	44,17	570	54,95	30,8	0	70	930	50	980	1 000	0,2050	9 378,65	13,28%
ZBY21	30.8.2012	44,6	17,32	1,67	43	0,0048	38,37	1 600	31,35	23,0	0	90	1 940	80	2 020	2 030	0,1455	7 543,47	10,91%
ZBY23	11.5.2013	26,2	1,70	0,70	27	0,0111	49,41	2 230	25,66	3,7	20	1 440	1 060	1 390	2 450	2 520	0,0301	3 415,05	8,40%
ZBY25	2.6.2013	136,8	29,97	2,48	30	0,0137	61,67	3 310	51,19	9,1	90	870	2 820	40	2 860	3 780	0,4689	89 608,60	42,22%
ZBY26	10.8.2013	17,6	49,56	1,55	40	0,0069	41,69	680	53,62	6,4	30	680	620	560	1 180	1 330	0,0230	972,07	3,56%
ZBY28	10.10.2013	19,4	1,31	0,96	49	0,0059	38,65	1 210	5,94	7,2	10	270	1 510	270	1 780	1 790	0,0100	600,45	1,99%
ZBY29	16.10.2013	16,6	14,02	1,23	49	0,0050	44,63	810	17,39	11,3	30	820	880	780	1 660	1 730	0,0148	1 338,91	5,19%
ZBY31	25.6.2014	27,1	3,94	1,51	33	0,0042	29,71	1 080	10,04	9,8	20	600	830	540	1 370	1 450	0,0127	851,44	2,03%
ZBY32	9.7.2014	29,5	0,00	2,45	35	0,0023	34,22	720	22,44	13,9	10	720	590	720	1 310	1 320	0,0150	1 385,11	3,03%
ZBY34	5.8.2014	16,9	15,95	1,37	39	0,0081	51,77	740	75,54	6,2	10	630	940	70	1 010	1 580	0,1550	8 993,78	34,38%
ZBY35	31.8.2014	32,5	17,86	1,35	43	0,0080	49,00	1 440	32,66	13,6	20	130	2 080	70	2 150	2 230	0,2254	12 737,57	25,28%
ZBY37	20.5.2015	24,0	3,52	0,93	28	0,0075	42,81	1 540	17,30	2,6	0	1 390	1 110	1 240	2 350	2 500	0,0199	2 495,65	6,71%
ZBY38	7.10.2015	33,5	3,00	1,23	48	0,0034	22,95	1 630	6,27	3,4	30	990	1 040	150	1 190	2 060	0,0093	938,19	1,80%
TET3	22.4.2008	42,0	0,40	2,03	24	0,0038		1 240	13,30	8,4	10	1 130	2 120	190	2 310	3 260	0,0574	11 699,39	17,24%
TET5	16.8.2008	50,1	2,60	1,30	41	0,0021		2 310	25,26	10,6	20	2 230	940	1 580	2 520	3 190	0,0504	6 463,46	7,97%
TET6	23.6.2009	128,3	8,69	2,19	33	0,0027		3 510	29,54	5,7	70	1 870	2 330	120	2 450	4 270	0,5439	68 036,67	32,80%
TET7	5.7.2009	23,2	12,33	0,78	35	0,0124		1 790	99,02	11,7	0	1 160	1 010	1 150	2 160	2 170	0,0389	5 114,99	13,63%

TET9	18.7.2009	23,5	0,12	1,27	37	0,0072		1 110	60,22	5,8	0	1 050	780	1 040	1 820	1 830	0,0590	5 059,25	13,29%
TET10	9.10.2009	21,9	0,76	1,67	48	0,0033		790	7,30	4,4	40	520	1 000	510	1 510	1 560	0,0361	2 441,85	6,88%
TET13	28.9.2010	16,2	14,01	0,61	47	0,0042		1 600	22,38	1,4	70	350	1 960	170	2 130	2 380	0,0205	3 167,95	12,09%
TET14	27.5.2011	37,4	1,11	1,63	29	0,0024		1 380	14,56	7,0	0	1 370	700	950	1 650	2 070	0,0389	4 255,58	7,03%
TET16	19.9.2011	25,3	5,97	0,62	46	0,0019	36,10	2 440	17,34	2,6	80	1 830	1 340	1 830	3 170	3 250	0,0113	2 149,37	5,25%
TET18	13.6.2012	28,2	23,34	1,66	32	0,0038	43,80	1 020	45,38	14,7	0	730	920	720	1 640	1 650	0,0819	7 260,47	15,90%
TET19	20.6.2012	39,8	14,48	4,19	33	0,0029	44,02	570	56,37	27,7	0	70	1 130	50	1 180	1 200	0,2694	13 598,04	21,13%
TET21	30.8.2012	44,4	17,09	1,67	43	0,0038	37,67	1 600	30,99	14,7	0	80	2 020	70	2 090	2 100	0,1070	9 287,67	12,93%
TET23	10.5.2013	27,0	1,74	0,73	27	0,0058	47,26	2 230	25,75	4,3	10	450	2 940	390	3 330	3 400	0,0339	9 650,53	22,06%
TET25	1.6.2013	135,9	29,22	2,46	30	0,0149	61,07	3 310	49,75	9,7	60	650	3 130	80	3 210	3 840	0,8378	119 407,06	54,32%
TET26	10.8.2013	19,1	48,02	1,68	40	0,0046	40,21	680	53,08	8,3	0	710	710	560	1 270	1 420	0,0365	3 262,21	10,58%
TET28	10.10.2013	19,1	1,30	0,95	49	0,0030	37,66	1 210	6,00	5,5	10	280	1 800	280	2 080	2 090	0,0149	1 758,26	5,70%
TET29	16.10.2013	14,7	13,75	1,10	49	0,0032	42,35	800	17,17	9,3	40	790	1 020	770	1 790	1 850	0,0216	2 299,02	9,67%
TET31	25.6.2014	26,3	3,92	1,46	33	0,0018	28,95	1 080	9,64	9,7	0	620	840	70	910	1 460	0,0129	1 043,61	2,46%
TET32	9.7.2014	28,5	0,00	2,38	35	0,0017	33,22	720	23,48	23,1	10	710	660	710	1 370	1 380	0,0169	1 519,70	3,29%
TET34	6.8.2014	15,0	15,95	1,21	39	0,0088	49,04	740	75,40	4,4	10	750	1 140	190	1 330	1 900	0,0426	4 633,71	19,14%
TET35	31.8.2014	30,5	17,59	1,27	43	0,0044	45,68	1 440	31,11	15,5	10	150	2 060	70	2 130	2 220	0,0968	8 946,30	18,11%
TET37	20.5.2015	24,0	3,54	0,93	28	0,0034	41,41	1 540	17,30	2,6	10	1 490	1 150	1 350	2 500	2 650	0,0244	4 340,43	11,20%
TET38	7.10.2015	33,5	3,00	1,23	48	0,0017	23,15	1 630	6,27	3,4	50	980	1 150	160	1 310	2 180	0,0162	1 838,73	3,39%

Příloha 16 - Přehled analyzovaných srážkoodtokových epizod s dvěma po sobě následujícími vlnami

ID_epizody	Datum kulminace	Hs celkem [mm]	Hs [mm]	API 5	Ip [mm/hod]	ET	Hor0 [mm]	ASI [mm]	Th [min]	API 30	I _{max} [mm/30min]	T _{qo} [min]	T _{qi} [min]	T _{qd} [min]	T _{lag} [min]	T _c [min]	T [min]	Hormax [mm]	Wp [m³]	φp [%]
ZBY1_1	27.5.2006	39,4	19,1	4,99	1,69	29	0,0059		680	13,78	3,0	50	630	460	70	530	1 140	0,0313	1 662,50	5,61%
ZBY1_2	28.5.2006		20,3	4,99	1,17	29	0,0088		1 040	13,78	7,5	80	900	780	50	830	1 760	0,0502	2 328,17	7,39%
ZBY2_1	5.5.2007	31,9	18,7	0,00	1,75	26	0,0037		640	1,85	3,6	40	160	1 150	80	1 230	1 350	0,0163	1 487,15	5,13%
ZBY2_2	6.5.2007		13,2	0,00	0,90	26	0,0062		880	1,85	3,0	10	180	1 310	110	1 420	1 500	0,0186	1 605,08	7,84%
ZBY4_1	19.5.2008	42,4	30,5	0,16	0,82	28	0,0051		2 240	17,36	2,7	10	1 770	670	1 760	2 430	2 450	0,0240	2 519,57	5,32%
ZBY4_2	20.5.2008		11,9	0,16	0,77	28	0,0081		930	17,36	1,8	50	440	890	100	990	1 380	0,0165	847,31	4,59%
ZBY8_1	6.7.2009	19,9	10,1	29,11	1,73	35	0,0163		350	111,39	9,7	70	320	550	60	610	940	0,0957	2 499,46	16,00%
ZBY8_2	7.7.2009		9,8	29,11	3,10	35	0,0159		190	111,39	2,9	30	160	620	100	720	810	0,0733	2 304,64	15,13%
ZBY11_1	23.7.2010	59,7	21,4	12,80	10,69	37	0,0072		120	35,83	24,1	0	60	480	40	520	540	0,0238	732,41	2,21%
ZBY11_2	24.7.2010		38,3	12,80	1,80	37	0,0093		1 280	35,83	3,5	20	870	790	790	1 580	1 680	0,1157	6 190,53	10,42%
ZBY12_1	7.8.2010	41,6	29,0	16,77	1,19	39	0,0088		1 460	58,83	3,7	100	1 380	1 020	640	1 660	2 500	0,0545	4 489,55	9,99%
ZBY12_2	8.8.2010		12,6	16,77	18,93	40	0,0115		40	58,83	20,8	0	70	530	50	580	600	0,1348	2 036,00	10,40%
ZBY15_1	10.7.2011	52,2	20,1	8,08	3,77	35	0,0052	34,76	320	23,92	12,2	70	120	440	100	540	630	0,0196	596,97	1,91%
ZBY15_2	10.7.2011		32,1	8,08	9,64	35	0,0056	41,36	200	23,92	14,7	0	140	590	30	620	730	0,1717	4 370,29	8,77%
ZBY17_1	9.6.2012	23,9	17,0	15,68	0,78	31	0,0042	39,26	1 300	34,01	3,3	0	800	1 000	790	1 790	1 800	0,0145	1 099,18	4,17%
ZBY17_2	10.6.2012		6,9	15,68	1,16	31	0,0069	45,01	360	34,01	2,3	130	220	600	130	730	950	0,0102	177,75	1,65%
ZBY20_1	3.7.2012	31,5	10,5	9,90	31,40	35	0,0051	42,23	20	48,90	28,1	0	60	290	50	340	350	0,0189	326,17	2,01%
ZBY20_2	4.7.2012		21,1	9,90	1,75	35	0,0078	46,71	720	48,90	17,1	10	410	1 140	40	1 180	1 560	0,1044	3 803,49	11,65%
ZBY22_1	3.5.2013	29,8	24,9	1,14	1,49	26	0,0125	48,36	1 000	12,57	3,2	180	820	730	790	1 520	1 730	0,0427	3 221,62	8,34%
ZBY22_2	4.5.2013		4,9	1,14	1,65	26	0,0143	60,93	180	12,57	2,1	0	220	550	180	730	770	0,0222	615,44	8,03%
ZBY24_1	30.5.2013	30,4	18,9	7,02	1,55	30	0,0085	50,13	730	26,23	2,3	110	380	620	70	690	1 110	0,0678	3 478,14	11,89%
ZBY24_2	31.5.2013		11,6	7,02	2,89	30	0,0163	58,59	240	26,23	2,6	0	240	350	50	400	590	0,1416	4 255,09	23,69%
ZBY27_1	25.8.2013	26,7	22,2	0,27	1,80	42	0,0055	38,78	740	34,04	4,2	0	720	720	590	1 310	1 440	0,0129	1 032,67	3,00%
ZBY27_2	26.8.2013		4,5	0,27	1,00	42	0,0072	45,58	270	34,04	1,6	80	180	250	130	380	510	0,0085	81,10	1,17%
ZBY30_1	17.5.2014	58,5	25,1	11,78	1,79	28	0,0052	45,72	840	25,74	2,2	30	520	750	160	910	1 300	0,0537	4 139,96	10,63%
ZBY30_2	18.5.2014		33,4	11,78	1,23	28	0,0137	57,03	1 630	25,74	2,3	30	460	1 880	420	2 300	2 370	0,1318	12 745,89	24,57%
ZBY33_1	21.7.2014	41,0	17,9	7,66	4,12	37	0,0032	39,60	260	43,07	14,4	0	170	440	160	600	610	0,0172	601,72	2,17%

ZBY33_2	22.7.2014		23,2	7,66	2,14	37	0,0068	47,07	650	43,07	14,3	0	670	540	70	610	1 210	0,1253	3 056,21	8,50%
ZBY36_1	23.4.2015	26,3	21,7	0,46	3,82	24	0,0077	46,90	340	14,38	4,0	30	330	260	150	410	620	0,0770	2 251,04	6,70%
ZBY36_2	23.4.2015		4,7	0,46	1,08	24	0,0131	54,62	260	14,38	1,7	50	220	550	40	590	820	0,0194	259,48	3,57%
ZBY39_1	13.5.2016	28,7	19,9	1,85	0,87	27	0,0072	39,50	1 370	14,09	3,7	40	1 220	1 100	80	1 180	2 360	0,0168	1 257,53	4,07%
ZBY39_2	14.5.2016		8,7	1,85	4,37	27	0,0090	47,35	120	14,09	7,0	30	110	940	100	1 040	1 080	0,0141	500,69	3,69%
ZBY40_1	12.7.2016	55,1	16,6	44,79	4,75	36	0,0093	48,63	210	60,82	6,5	20	230	510	200	710	760	0,0521	1 611,70	6,24%
ZBY40_2	13.7.2016		38,4	44,79	1,69	36	0,0113	53,75	1 360	60,82	6,3	70	420	1 880	270	2 150	2 370	0,1447	19 188,26	32,19%
TET1_1	27.5.2006	39,4	19,1	4,99	1,69	29	0,0073		680	13,78	3,0	60	630	700	80	780	1 390	0,0475	3 479,88	11,26%
TET1_2	28.5.2006		20,3	4,99	1,17	29	0,0120		1 040	13,78	7,5	80	950	880	100	980	1 910	0,0657	4 236,46	12,90%
TET2_1	5.5.2007	31,9	18,7	0,00	1,75	26	0,0023		640	1,85	3,6	30	340	920	250	1 170	1 290	0,0110	1 216,67	4,02%
TET2_2	6.5.2007		13,2	0,00	0,90	26	0,0060		880	1,85	3,0	0	230	1 340	150	1 490	1 570	0,0294	1 956,51	9,16%
TET4_1	19.5.2008	43,8	31,7	0,26	0,85	28	0,0036		2 240	18,66	1,6	10	1 840	810	1 830	2 640	2 660	0,0328	4 764,22	9,28%
TET4_2	20.5.2008		12,1	0,26	0,77	28	0,0078		940	18,66	1,5	40	690	970	340	1 310	1 700	0,0274	3 266,33	16,73%
TET8_1	6.7.2009	20,0	9,6	28,70	1,60	35	0,0176		360	106,81	9,8	90	300	790	40	830	1 180	0,0485	2 038,21	13,10%
TET8_2	7.7.2009		10,4	28,70	3,88	35	0,0149		160	106,81	2,8	10	190	610	130	740	810	0,0489	2 278,44	13,60%
TET11_1	23.7.2010	61,7	23,5	12,78	10,84	37	0,0038		130	39,09	27,1	0	70	880	40	920	950	0,0606	3 355,41	8,83%
TET11_2	24.7.2010		38,2	12,78	1,79	37	0,0101		1 280	39,09	4,8	10	890	1 000	800	1 800	1 900	0,1710	13 978,75	22,63%
TET12_1	7.8.2010	37,9	28,9	16,53	1,19	39	0,0064		1 460	60,44	2,7	80	1 390	1 170	630	1 800	2 640	0,0819	10 770,96	23,02%
TET12_2	8.8.2010		9,0	16,53	17,99	40	0,0141		30	60,44	16,6	0	60	520	40	560	580	0,0448	1 413,28	9,71%
TET15_1	10.7.2011	51,3	18,2	7,89	3,42	35	0,0020	34,24	320	22,92	11,6	50	260	310	220	530	620	0,0190	877,72	2,97%
TET15_2	10.7.2011		33,0	7,89	9,91	35	0,0036	40,32	200	22,92	15,9	0	150	370	40	410	520	0,2574	6 851,02	12,83%
TET17_1	9.6.2012	23,9	17,0	15,62	0,78	31	0,0025	38,71	1 300	35,19	3,3	0	790	1 240	780	2 020	2 030	0,0180	1 808,75	6,59%
TET17_2	10.6.2012		6,9	15,62	1,16	31	0,0049	44,08	360	35,19	2,3	110	250	640	140	780	1 000	0,0127	588,31	5,24%
TET20_1	3.7.2012	33,3	10,9	8,54	32,78	35	0,0031	41,58	20	45,68	30,6	0	90	260	80	340	350	0,0155	352,20	1,99%
TET20_2	4.7.2012		22,4	8,54	1,87	35	0,0051	46,12	720	45,68	21,0	0	430	1 180	50	1 230	1 610	0,0617	4 558,30	12,59%
TET22_1	3.5.2013	29,3	23,8	1,35	1,44	26	0,0057	46,66	990	13,08	4,6	180	810	780	780	1 560	1 770	0,0462	5 719,35	14,87%
TET22_2	4.5.2013		5,5	1,35	1,84	26	0,0155	60,58	180	13,08	2,5	0	240	580	210	790	820	0,0297	1 196,03	13,39%
TET24_1	30.5.2013	29,5	18,8	6,52	1,55	30	0,0047	47,07	730	25,48	2,3	60	420	590	60	650	1 070	0,0409	3 340,64	10,98%
TET24_2	31.5.2013		10,6	6,52	2,55	30	0,0195	54,17	250	25,48	2,1	40	200	570	50	620	810	0,0634	2 330,15	13,54%
TET27_1	25.8.2013	26,6	22,2	0,26	1,78	42	0,0036	38,38	750	34,68	3,5	10	750	1 030	620	1 650	1 790	0,0227	2 868,57	7,99%

TET27_2	26.8.2013		4,4	0,26	1,01	42	0,0067	44,65	260	34,68	1,2	30	210	470	120	590	710	0,0108	302,76	4,28%
TET30_1	17.5.2014	58,2	23,5	12,07	1,68	28	0,0026	41,82	840	26,02	1,9	40	520	780	170	950	1 340	0,0369	3 801,33	10,00%
TET30_2	18.5.2014		34,7	12,07	1,28	28	0,0135	49,74	1 630	26,02	2,4	40	470	1 720	440	2 160	2 230	0,0766	8 239,64	14,69%
TET33_1	21.7.2014	45,6	14,4	7,69	3,32	37	0,0020	38,61	260	43,36	14,7	10	210	470	210	680	690	0,0092	455,89	1,96%
TET33_2	22.7.2014		31,2	7,69	2,88	37	0,0041	43,81	650	43,36	21,6	0	660	960	60	1 020	1 620	0,2501	8 712,06	17,27%
TET36_1	23.4.2015	27,5	22,3	0,37	3,82	24	0,0038	43,59	350	14,37	4,7	30	340	630	160	790	1 000	0,0569	3 228,46	8,96%
TET36_2	23.4.2015		5,2	0,37	1,12	24	0,0117	49,97	280	14,37	2,3	60	240	710	60	770	1 010	0,0253	765,28	9,01%
TET39_1	13.5.2016	29,6	21,0	1,89	0,92	27	0,0029	38,05	1 370	13,82	5,2	30	1 240	1 300	100	1 400	2 570	0,0244	2 636,47	7,76%
TET39_2	14.5.2016		8,6	1,89	4,32	27	0,0046	45,60	120	13,82	6,9	0	150	1 130	100	1 230	1 280	0,0232	1 511,68	10,83%
TET40_1	12.7.2016	59,4	18,4	47,06	5,25	36	0,0059	47,41	210	62,67	7,3	10	220	710	180	890	940	0,0639	4 135,95	13,91%
TET40_2	14.7.2016		41,1	47,06	1,81	36	0,0129	55,29	1 360	62,67	6,3	90	1 160	1 310	1 030	2 340	2 560	0,0999	13 317,54	20,05%